## 内容提要

本书是普通高等教育“十五”国家级规划教材，主要介绍“普通”即典型地质作用与过程，讲清“典型”地质现象与产物。本书内容包括地球的形成、物质组成与演化；内、外动力地质作用；资源、环境与可持续发展等四大部分。本书尝试将经典内容和现代观念有机结合起来，从新的视角来重新介绍和思考有关行星地球、固体地球、流体地球和社会地球的基本地质问题，使之既能继承过去的科学传统，又能反映当代地质学的变革特征。

初学者在学习本课程前多未接触过地质学；而地质学的研究对象、时空尺度和思维方式与日常体验又有明显不同。本书也特别考虑了这一特点，力图以鲜活而生动，通俗而不失准确的叙述，使读者既能流畅地审阅其字面含义，更能顺利地理解其科学精神。

本书可供高等院校地质、地球物理、地球化学、地理、海洋、环境等类专业学生使用。

图书在版编目（CIP）数据

普通地质学/黄定华主编．—北京：高等教育出版社，2004.11

ISBN 7-04-015589-3

Ⅰ．普

Ⅳ．P5

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2004）第 109175 号

策划编辑 徐丽萍　责任编辑 田　军　封面设计 张　楠　责任绘图 尹文军

版式设计 张　岚　责任校对 王效珍　责任印制

| 出版发行 | 高等教育出版社 | 购书热线 | 010-64054588 |
| --- | --- | --- | --- |
| 社　　址 | 北京市西城区德外大街4号 | 免费咨询 | 800-810-0598 |
| 邮政编码 | 100011 | 网　　址 | http://www.hep.edu.cn |
| 总　　机 | 010-58581000 | | http://www.hep.com.cn |
| 经　　销 | 新华书店北京发行所 | | |
| 印　　刷 | | | |
| 开　　本 | 787×960　1/16 | 版　　次 | 年　月第1版 |
| 印　　张 | 22.25 | 印　　次 | 年　月第　次印刷 |
| 字　　数 | 410 000 | 定　　价 | 25.60元 |



物料号：15589-00

# 目　录

绪　论 ………………………………………………………… (1)
第一节　地质学的基本任务和主要特点 …………………… (1)
一、现在是进入过去的钥匙 ……………………………… (1)
二、现实类比与历史分析 ………………………………… (2)
三、地质时空观 …………………………………………… (2)
第二节　地质学的研究内容和研究方法 …………………… (3)
第三节　地球系统和地质作用 ……………………………… (5)
一、地球系统 ……………………………………………… (5)
二、地质作用 ……………………………………………… (6)
第四节　普通地质学的课程体系和教学安排 ……………… (6)

第一章　地球的形成与演化 ………………………………… (8)
第一节　宇宙起源与天体系统 ……………………………… (8)
一、宇宙大爆炸 …………………………………………… (8)
二、银河系 ………………………………………………… (10)
三、太阳系 ………………………………………………… (12)
第二节　地球形成与生命演化 ……………………………… (19)
一、地球的形成 …………………………………………… (19)
二、地球上的生命起源 …………………………………… (21)
三、生物圈的形成与发展 ………………………………… (22)
四、地质年代表 …………………………………………… (27)

第二章　地球的物理性质和圈层结构 ……………………… (30)
第一节　地球的密度和弹性 ………………………………… (30)
一、地球的质量和密度 …………………………………… (30)
二、固体潮与地球的弹性 ………………………………… (31)
三、地球的振荡 …………………………………………… (32)
四、地球的黏性 …………………………………………… (33)
第二节　地球的重力 ………………………………………… (34)

一、地球上的重力分布…………(34)
二、重力均衡…………(35)
三、地球的压力…………(36)
第三节　地球的磁场…………(37)
一、地球磁场的基本特征和地磁要素…………(37)
二、地磁场起源的成因假说…………(39)
三、地磁场反转与大陆漂移…………(40)
第四节　地球内部的圈层结构和圈层耦合…………(42)
一、地球内部的圈层结构…………(42)
二、壳—幔耦合…………(46)
三、地核差异旋转…………(47)
第五节　地球的能量和地震…………(48)
一、地球的驱动力和地球过程…………(48)
二、地球内部的温度…………(49)
三、地球的能量…………(50)
四、地幔部分熔融…………(51)
五、地震…………(51)

第三章　地球的物质组成…………(53)
第一节　地球（地壳）中的矿物…………(53)
一、矿物的形态和物理性质…………(53)
二、矿物的分类…………(56)
第二节　地壳中的岩石…………(59)
一、沉积岩…………(59)
二、岩浆岩与变质岩…………(61)
三、岩石的相互转化过程…………(62)
第三节　地球的化学组成…………(62)
一、地壳的物质组成…………(62)
二、地幔的物质组成…………(63)
三、地核的物质组成…………(63)
四、元素的地球化学分类…………(64)
五、地球的化学演化…………(66)
第四节　圈层间物质能量交换及元素迁移富集…………(66)
一、不同圈层的能量交换…………(66)
二、不同圈层的物质交换…………(67)
三、地壳—地幔的元素迁移和富集…………(68)

第四章　风化作用 …… (71)
第一节　概述 …… (71)
第二节　物理风化 …… (71)
一、冰劈作用 …… (72)
二、温差风化 …… (72)
三、盐类结晶和潮解作用 …… (73)
四、干湿变化引起的胀缩作用 …… (73)
五、层裂 …… (73)
六、根劈作用 …… (73)
七、人为机械破坏作用 …… (74)
第三节　化学风化 …… (74)
一、溶解 …… (75)
二、水解 …… (75)
三、碳酸化 …… (75)
四、氧化 …… (75)
五、生物化学风化作用 …… (76)
第四节　风化作用的产物 …… (76)
一、物理风化的产物 …… (76)
二、化学风化的产物 …… (76)
第五节　影响风化的主要因素 …… (79)
一、岩石性质对风化的影响 …… (79)
二、气候因素对风化的影响 …… (80)
三、地形对风化的影响 …… (80)
第六节　风化壳 …… (81)
一、残积物、土壤和风化壳的概念 …… (81)
二、风化壳的结构 …… (81)
三、土壤 …… (82)
四、风化壳的类型 …… (82)

第五章　风的地质作用 …… (85)
第一节　概述 …… (85)
第二节　风的剥蚀作用 …… (86)
一、吹蚀作用 …… (86)
二、磨蚀作用 …… (87)
三、风蚀作用的产物 …… (87)
第三节　风的搬运作用 …… (89)

一、风的搬运方式……(89)
二、风的搬运特点……(90)
第四节　风的沉积作用……(91)
一、风的沉积作用特点……(91)
二、风的沉积物……(92)

第六章　地下水的地质作用……(97)
第一节　地下水的贮存……(97)
一、岩石中的空隙……(97)
二、地下水的存在形式……(100)
三、地下水的基本类型……(100)
四、地下水的化学成分和物理性质……(104)
五、地下水的补给、径流与排泄……(106)
第二节　地下水运动的特点……(106)
第三节　地下水的潜蚀作用……(108)
一、机械冲刷作用……(108)
二、化学溶蚀作用及岩溶地貌……(109)
第四节　地下水的搬运作用与沉积作用……(114)
一、地下水的搬运作用……(114)
二、地下水的沉积作用……(115)
第五节　地下水的其它地质作用……(117)
一、地下水在岩浆活动和岩石变质过程中的作用……(117)
二、地下水的成矿作用……(118)
三、地下水在油气田形成中的作用……(119)

第七章　冰川的地质作用……(122)
第一节　冰川的形成、类型和运动特点……(123)
一、冰川的形成……(123)
二、冰川的类型……(126)
三、冰川的运动特征……(130)
第二节　冰川的刨蚀作用……(133)
一、刨蚀作用方式……(133)
二、刨蚀地形……(134)
第三节　冰川的搬运作用……(136)
一、冰碛物来源和分布……(136)
二、冰川搬运力、搬运量和搬运方式……(136)

第四节　冰川的沉积作用 ………………………………………………………… (137)
一、冰碛物特点 ………………………………………………………………… (137)
二、冰碛地形 …………………………………………………………………… (137)
第五节　冰水的地质作用 ………………………………………………………… (139)
一、冰水的来源与分布 ………………………………………………………… (139)
二、冰水的沉积物与沉积地形 ………………………………………………… (139)
第六节　冰期和间冰期 …………………………………………………………… (140)

第八章　地面流水的地质作用 …………………………………………………… (142)
第一节　地面流水的分类和运动特点 …………………………………………… (142)
一、地面流水的来源和种类 …………………………………………………… (142)
二、流水的动能 ………………………………………………………………… (142)
三、水动力因素与底形（床砂形态） ………………………………………… (143)
四、流水运动特点 ……………………………………………………………… (146)
第二节　地面暂时流水的地质作用 ……………………………………………… (147)
一、雨蚀作用 …………………………………………………………………… (147)
二、面流的地质作用 …………………………………………………………… (147)
三、洪流的地质作用 …………………………………………………………… (149)
第三节　河流的侵蚀作用 ………………………………………………………… (150)
一、河流概述 …………………………………………………………………… (150)
二、河流的垂直侵蚀作用（下蚀作用） ……………………………………… (153)
三、河流的向源侵蚀作用 ……………………………………………………… (156)
四、河流侧向侵蚀作用 ………………………………………………………… (157)
第四节　河流的搬运作用 ………………………………………………………… (159)
一、机械搬运作用 ……………………………………………………………… (160)
二、化学搬运作用 ……………………………………………………………… (161)
第五节　河流的沉积作用 ………………………………………………………… (162)
一、河漫滩及其冲积物特征 …………………………………………………… (162)
二、心滩及其冲积物特征 ……………………………………………………… (164)
三、三角洲及其冲积物特征 …………………………………………………… (164)
第六节　影响河流地质作用的因素 ……………………………………………… (168)
一、气候与地理因素对河流的影响 …………………………………………… (168)
二、地壳运动及海平面变化对河流的影响 …………………………………… (168)
三、人类活动对河流的影响 …………………………………………………… (171)

第九章　海洋的地质作用 …… (174)
第一节　海水的动力 …… (174)
一、海水的机械动力 …… (174)
二、海水的化学动力 …… (181)
三、海水的生物动力 …… (183)
第二节　海洋环境分区 …… (184)
一、滨海 …… (184)
二、浅海 …… (185)
三、半深海 …… (185)
四、深海 …… (186)
第三节　海洋的剥蚀作用 …… (186)
一、基岩海岸的剥蚀作用 …… (186)
二、浅海、半深海和深海的剥蚀作用 …… (189)
第四节　海洋的搬运作用 …… (190)
一、进流、退流和沿岸流的搬运作用 …… (190)
二、潮流和洋流的搬运作用 …… (190)
三、浊流和风暴流的搬运作用 …… (191)
第五节　海洋的沉积作用 …… (191)
一、滨海的沉积作用 …… (192)
二、浅海的沉积作用 …… (197)
三、半深海的沉积作用 …… (201)
四、深海的沉积作用 …… (202)

第十章　湖泊和沼泽的地质作用 …… (206)
第一节　湖泊的地质作用 …… (206)
一、湖泊的分类 …… (206)
二、湖泊地质作用特点 …… (208)
三、湖泊沉积作用 …… (209)
第二节　沼泽的地质作用 …… (215)
一、沼泽的分类 …… (216)
二、沼泽的地质作用 …… (217)

第十一章　岩石圈板块运动与地质作用 …… (219)
第一节　板块运动的发现 …… (219)
一、垂直运动与槽台学说 …… (219)
二、水平运动与大陆漂移 …… (220)

三、海底扩张与板块运动 …………………………………………… (223)
第二节　板块运动的基本理论 …………………………………………… (225)
一、板块理论的要点 …………………………………………… (225)
二、板块运动的威尔逊旋回 …………………………………………… (225)
三、板块的边界类型 …………………………………………… (228)
第三节　板块运动的机制 …………………………………………… (228)
一、地幔对流 …………………………………………… (229)
二、质疑地幔对流 …………………………………………… (229)
三、热点的发现和解释 …………………………………………… (230)
四、超地幔柱模型 …………………………………………… (231)
五、内核偏移与圈层耦合模型 …………………………………………… (232)

第十二章　构造运动及地质构造 …………………………………………… (235)
第一节　构造运动及其一般特征 …………………………………………… (235)
一、构造运动的概念 …………………………………………… (235)
二、构造运动的基本特征 …………………………………………… (236)
第二节　构造运动的证据 …………………………………………… (237)
一、测量证据 …………………………………………… (237)
二、地貌标志 …………………………………………… (237)
三、地质证据 …………………………………………… (238)
第三节　地质构造 …………………………………………… (240)
一、地质构造空间位置的测定 …………………………………………… (241)
二、水平构造 …………………………………………… (244)
三、倾斜构造 …………………………………………… (244)
四、褶皱 …………………………………………… (245)
五、断裂 …………………………………………… (247)
第四节　地震构造 …………………………………………… (251)
一、概述 …………………………………………… (251)
二、地震的震级和烈度 …………………………………………… (252)
三、地震的成因类型 …………………………………………… (253)
四、地震发生的断层弹性回跳模型 …………………………………………… (254)
五、地震效应 …………………………………………… (255)
六、地震的地理分布 …………………………………………… (258)
七、地震的预防和预报 …………………………………………… (258)

第十三章　岩浆作用 …………………………………………… (261)
第一节　岩浆及岩浆作用的概念 …………………………………………… (261)

一、概述 …… (261)
二、岩浆的基本特征 …… (262)
第二节　火山作用 …… (264)
一、火山喷发 …… (264)
二、火山 …… (271)
三、火山岩的产状 …… (275)
第三节　侵入作用 …… (277)
一、岩浆侵入的证据 …… (278)
二、岩浆的形成和侵入 …… (279)
三、侵入岩产状 …… (281)
第四节　火成岩 …… (284)
一、火成岩的简略分类和最常见类型 …… (284)
二、火成岩的基本特征 …… (285)
三、代表性的火成岩 …… (288)
四、火山碎屑岩 …… (289)

第十四章　变质作用 …… (292)
第一节　变质作用的基本概念 …… (292)
一、变质作用的定义 …… (292)
二、变质作用机制 …… (293)
三、变质作用因素 …… (295)
第二节　变质作用的基本类型 …… (297)
一、动力变质作用 …… (298)
二、接触变质作用 …… (298)
三、区域变质作用 …… (298)
四、混合岩化作用 …… (298)
第三节　变质岩 …… (298)
一、变质岩的基本特征 …… (298)
二、代表性的变质岩 …… (302)

第十五章　环境地质与地质灾害 …… (304)
第一节　环境地质系统的主要特性 …… (304)
一、环境、环境问题、环境地质与可持续发展 …… (304)
二、研究环境与地质灾害的重要意义 …… (305)
三、环境地质工作的主要特点 …… (306)
第二节　主要环境与环境地质问题 …… (307)

一、环境污染问题 …… (308)
二、水资源问题 …… (309)
三、土地沙漠化与水土流失问题 …… (309)
第三节　发生地质灾害的主要影响因素 …… (310)
一、地形因素 …… (311)
二、地质因素 …… (311)
三、气象因素 …… (311)
四、人类工程活动 …… (311)
第四节　主要地质灾害及其防治措施 …… (312)
一、滑坡 …… (312)
二、崩塌 …… (315)
三、泥石流 …… (317)
四、地面沉降 …… (319)
五、我国的地质减灾对策与行动 …… (320)
中英文词汇对照表 …… (323)
参考文献 …… (334)

# 前　言

普通地质学（physical geology）作为培养地质科学工作者的入门课程，在整个20世纪的地质教育中都起着不可或缺的作用。进入新世纪的地质学亟需一种既能涵盖传统特色，又能兼顾当代地质科学进展的入门教材。应该说，国内外地质教育界对此都已作出了敏感的反应和努力尝试。

国内教材同国外教材的一个主要区别在于：国外教材往往面广量多，体裁庞大且论述全面。此外由于图件印刷精美，文字娓娓道来，观之令人赏心悦目，也容易使读者产生亲和感。与之相比，国内教材更注重体系的完整和严谨，文字的简明，因而在一定程度上难免有“八股式”的呆板和欠生动活泼之弊。此外，国内教材多互相包容，也往往因此而千人一面，缺少鲜明的个性。

在认真对比了近30种国内外同类或相关教材的课本或编写提纲，并对中国地质大学近年来普通地质学课程的授课对象、过程、结果和反馈意见进行了全面分析之后，我们认为，作为现代地质学的入门教材，新编教材应该包括传统知识、经典内容、现代视角和鲜活的叙述。这是因为：

⑴ 普通地质学必须以介绍“普通”（即典型）地质作用与过程、讲清“普通”地质现象与产物为主要任务，否则就谈不上作为地质学的入门课程。这也正是普通地质学的一贯的传统观念。

⑵ 作为一门相对成熟的地质基础课，普通地质学的基本框架已经十分宽广且相对稳定，合理涵盖了地质学各个基础领域。与后续课程既有联系，也有所区别和侧重。故新教材要解决的关键问题并非是作内容上的大改动，而应是如何将已有的经典内容和新增内容有机地组织起来，使之既能继承普通地质学过去的教学传统，又能反映当代地质学的变革特征。

⑶ 20世纪80年代以来，地球动力系统的概念已逐渐渗透到现代地质学的方方面面，促进了人们重新审视和思考地质事件与地质过程之间、地球各个圈层之间、地质作用与其它自然作用之间的内在联系，也使人们对一些似曾相识、或已然熟视无睹的地质问题有了新的更加深入的认识。因此有必要从新的视角出发，重作诠释，才能更加准确地揭示地质学的科学内涵。

⑷ 许多初学者在学习此门课程之前几乎从未接触过地质学，而地质学的研究对象、时空尺度和思维方式与人们的日常经验与常识又有着明显不同。因此一般性的、过于简约的表达方式，不足以让他们真正理解其特征。新教材必须特别考虑这一特点，以鲜活而生动，通俗而不失准确的叙述，使学生既能流

畅地理解其字面含义，更能顺利地理解其科学精神。

综上所述，一本高质量的现代地质学入门教材，应该考虑地质学的基本风格，抓住地质学的思维方式，吸收中外教材的取材优点，重点介绍成熟和经典的基础地质学内容。并针对我国教育传统和学生特征，以易于接受的叙述方式传递给读者。只有具备这种特色的教材，才能成为适应新世纪挑战的地质学入门教材。

中国地质大学自从建校以来，在50年的发展历程中，经过几代人的辛勤耕耘，淀积了深厚的地质教育底蕴。从20世纪50年代至今，曾先后袭用、学习和参考苏联、欧美、日本、澳大利亚等国和国内各种体系的同类书籍，编写了多种普通地质学教材。经过长期使用，不懈探索和反复修改，形成了为国内地质教育界认可的独特风格。这些都为新教材的编写奠定了必要和充分的基础。

本教材由多人参加编写。其中黄定华编写了绪论，第一、二、十一章；陈北岳编写了第三、八章；叶俊林编写了第四、五、十二章；蔡鹤生编写了第六章，陈秀琴编写了第七、九、十章；桑隆康编写了第十三、十四章，孟高头编写了第十五章。研究生杨丹为教材查阅了大量图片和资料，编辑了目录、参考文献和术语汇编。初稿完成后由胡家杰、刘本培主审，黄定华统编定稿。编写过程中，各位编者都奉献了多年研究和教学的精华，尽管如此，书中仍然难免不足之处，真诚希望不断获得来自教、学双方的及时反馈和同行专家的批评指正。

中国地质大学（武汉）地球科学学院组织并资助了教材编写，高等教育出版社理科分社和中国地质大学（武汉）教务处提供了多种帮助，谨此致以衷心感谢。

教材中有多幅图片取自各互联网站，在此特致深切谢意。

作者　2004年8月

# 绪　论

在你阅读居维叶的地质学著作时，是否曾投身于无限广阔的时间和空间里？被他的天才所指引。你是否曾像被一只魔术师的手托住那样，飞越一个无边无际的过去的深渊……拜伦诚然用文字描述了人类精神的激动状态；但是，我们不朽的科学家却用白骨重建了各个时代的世界，像卡谟那样，他用牙齿重新建筑了城市，用煤块复原了隐蔽整个动物学秘密的千万座森林，而且从一只巨大毛象的脚，重新找到了巨兽群生活的痕迹。这些形象都一一站立起来，逐渐变大，和谐地布满了与它们身躯相适应的各个地域。

——巴尔扎克

## 第一节　地质学的基本任务和主要特点

### 一、现在是进入过去的钥匙

地质学以固体地球为研究对象。本页篇头巴尔扎克的一段叙述，已突出显示了地质学的基本任务和基本特征，那就是：用过去遗留下来的地质证据，来研究过去发生的地质事件，以恢复过去的地质过程。问题在于，当事件在过去发生时，我们“不在现场”，未能亲历亲见；而遗留下来的证据，多经受时间的改造和破坏，早已残缺不全；影响事件和过程的主要因素，又往往各式各样，有多种可能。因此，地质学家面临的任务和解决问题的条件，常常和福尔摩斯、波洛接手的案件一样，时常令人绞尽脑汁。即便如此，这些问题仍时常得不到解答。

19世纪初期，达尔文的好友、英国地质学家莱伊尔（Charles Lyell，1797—1875）想出了一个办法，认为可以通过观测现在正在进行的地质事件，来研究过去曾经发生的地质过程，也就是“将今论古”。其理由有三：第一，改变地球面貌的自然力量在全部地质历史上就性质和强度而言都是相同的；第二，这些改变地球面貌的自然力量起的作用虽然缓慢，却从不间断；第三，正是这些力量缓慢地、然而不间断地累积作用，才导致了地球面貌的巨大改变。由此三

点，莱伊尔推断现在的地质过程和过去的地质过程在性质上是一致的，即使有些许速率和强度的差异，也不致造成“将今论古”时的推断错误。

“将今论古”思想后来被另一位地质学家盖基（Geikie）用一句话概括为“现在是进入过去的钥匙”（The Present is the Key to the Past），至今成为地质学研究的基本原理。

## 二、现实类比与历史分析

用现在的眼光看，莱伊尔提出的三点理由只强调了地质作用的同一性和渐变性，忽略了地质作用的趋异性和突变性。前一个方面使我们有可能运用将今论古原理，去发现地质事件和地质过程的某些特征和规律；后一个方面则提醒我们在进行具体研究时，还需要注重现实类比和历史分析。换句话说，今天发生的地质过程和过去有相似之处，但绝非雷同，甚至可以完全不同。不能断然把今天的地质产物和过去的地质记录划上等号。比如在距今4亿年前的泥盆纪时，总鳍鱼正在试图从水中爬上陆地来生活，而今天幸存的总鳍鱼却只有在深海里才悠哉游哉。可见将今论古原理像一把双刃剑，它在帮助我们刺穿隔离时空的地质帷幕之际，也容易误伤了自己。故而在运用它的时候，一定要注意对具体情况，作具体分析。

## 三、地质时空观

一刹那为一念，二十念为一瞬，二十瞬为一弹指，二十弹指为一罗预，二十罗预为一须臾，一日一夜有三十须臾。

——古印度梵典《僧只律》

将佛学的时间观与我们熟悉的人类时间相比，可以看出：一须臾为48分钟，一罗预为2分24秒，一弹指为7.22秒，一瞬为0.361秒，而“一念”之“差”，原来只有0.01805秒。计时精确如斯，使人来不及一闪念。但若将我们熟悉的人类时间与地质时间相比，则人类的上百万年，不过是后者的一瞬之间（图0－1）。

图0－1是美国航空航天局地球系统委员会列出的基本地球过程。图中的竖直点划线，将地质学研究的主要事件和过程分隔在图的右上方。这些地质事件和过程，计时的下限是百万年。因此在地质学家眼中，一个事件如果经过了数千万年，算是正常；要是在百万年内就从开场到谢幕，那一定会被看成是一次“迅雷不及掩耳”的突变。喜马拉雅山脉从海底上升为世界屋脊，平均每年大约抬升0.2毫米，被称为快速抬升的典型；大西洋在7千万年前的扩张，被

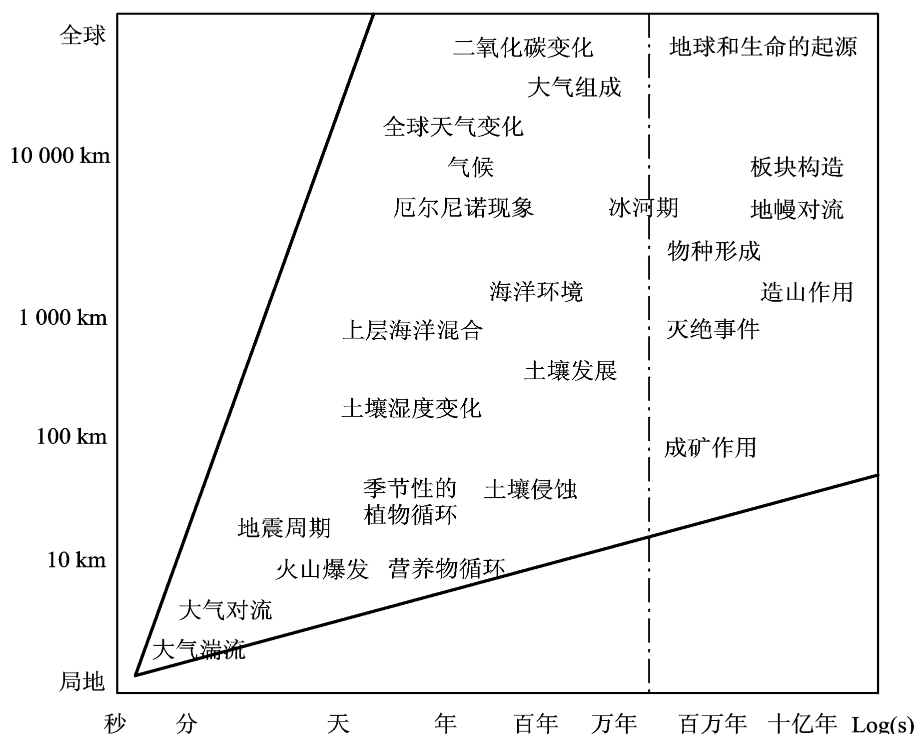



**图 0－1　地球系统过程：特征时间尺度和空间尺度（据 NASA，1988）**

**当成地球的“最后一次颤动”。事件越是往前，时间的精度越是变粗：在表 1－4中，从地球形成伊始的 46 亿年前到 25 亿年前的整整 21 亿年里，仅仅划分了 4个地质年代单位；值得大书一笔的重要事件，仅是“原始生命蛋白质出现”。**

**与地质时间概念的“粗线条”相比，地质空间概念的特点是大跨度。从超微尺度的分子化石观察，到全球规模的板块运动研究，各种尺度的地质现象，几乎无所不包。地质学也发展出各种相应的观测手段，从电子探针到空间卫星和对地观测系统，极大地延伸了人类的视线。**

## 第二节　地质学的研究内容和研究方法

**地质学的研究内容包括三个方面：地球的组成和结构，运动和演化，地质作用及其产物。**

**2 000 多年以前，古希腊人认为万物都是由 5 种基本的物质组成。这 5 种物质是水、火、土、气和所谓的“天上物质”。还分别用了 5 种晶体形态来代表这 5 种物质（图 0－2）。**

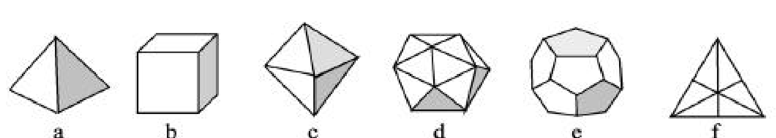



图0—2　5种正多面体形态

a 四面体（火）；b. 六面体（土）；c. 八面体（气）；d. 二十面体（水）；
e 十二面体（天上物质）；f. 由正三角形等分出六个全等的直角三角形

柏拉图在《梯梅尔斯》中就此所作的解释是：四面体有尖利的角，而火的穿透力最强；土是所有物质中最稳固的，推翻一个站稳的六面体，也要比其它物体困难；水是易流动的，和二十面体的不稳定正好对应，等等。不仅如此，由对应于水，火和气的正多面体的每个等边三角形的“面”可以分解成图0—2f所示的六个直角三角形（其三个角分别为30°，60°，90°），这些较小的三角形重组形成别的正多面体的面，从而引起了水，气，火之间的转化，带动了物质的运动和变迁。有点类似于中国古代“一元化两仪，两仪生四象，四象生八卦，八卦生万物”的朴素唯物观。

在地质学中，对地球物质组成的研究分为三个层次进行，分别是地球上的矿物、地球上的岩石和地球的化学组成。就三者的关系来看，矿物的集合体就是岩石；不同类型岩石的形成、分布和相互转换，决定了地球的整体化学组成。只要从这三个层次出发，对地球上的物质组成就能够有一个大概的了解和把握。

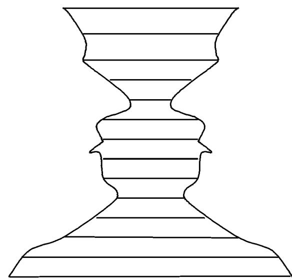
地球的物质运动蕴涵着生命起源的奥秘，可能是多数初学者始料不及的。吴承恩在《西游记》中，讲述了一个从石头中“蹦出”的生命——孙行者——的神话，说不定恰巧是一次正确的断言。因为现在多数人相信地球上的生命是从水中诞生的，但学过地质学的人知道地球上最初的水是从地幔中——也就是从岩石中分异出来的。

地球物质的运动还造成了固体地球特有的同心圈层结构——地壳，地幔和地核。正是它们之间的耦合机制，推动了全球岩石圈板块波澜壮阔的运动过程。也正是岩石圈板块的运动，激活了地震与火山，控制着矿产形成，决定了陆洋分布，影响到生命进程。从这一意义讲，板块运动是地球最重要的运动。

问题是，对地球的物质组成和结构、运动和演化的研究，不仅面临着多数情况下“不在现场”、迫使地质学家专作“事后诸葛亮”的尴尬，也面临着无法“亲临现场”的困难。这不光是因为谁也没法从头到尾看完一场长达百万年计的地质活剧，也是因为我们虽能上天，却不能入地之故。因此就必须重点观察那些野外能够见到的地质作用和产物，打开一个缺口，再来顺藤摸瓜，逐一寻找解答。

研究内容的上述特点和研究者面临的困难，决定了地质学的大多数研究都需要从野外开始，这使地质学的本质接近博物学。只有到野外去，先认识基本而典型的地质现象，对它们进行正确的观察、分类、分析和判断，才会慢慢地集腋成裘，熟能生巧，产生质变性的认识飞跃。

野外地质观察的一个重要特点是，很多情况下“眼见”都不一定“为实”。因为许多年代久远的地质现象随着时间的流逝，早已面目全非。即使部分保存完好的景观，也有可能产生视觉和感觉上的多解性（图0—3），使人作出错误的解释。因此野外获得的印象、资料和标本，还需要转到室内，作进一步的实验测试和理论研究，再通过逻辑分析，在确信“物理上合理，地质上可能”的前提下，才能作出正确的判断。


图0—3　花瓶还是人像？

## 第三节　地球系统和地质作用

### 一、地球系统

在地质学的发展史上，曾经有过三次大的科学论战。一次是著名的“水－火”之争，争论的焦点是地球上的岩石究竟是在各种盆地中沉积形成的（即“水成”的），还是因为岩浆作用形成的（即“火成”的）。第二次是“渐变与突变”之争，即地质过程的发展究竟是如莱伊尔所说的那样以缓慢和渐变为主的，还是以快速和突变为主。第三次是固定论与活动论之争，讨论包括大陆和海底在内的岩石圈板块究竟是永久固定于地球坐标系中不变的，还是曾经和多次发生过大规模的水平漂移。

究其原因，这三次大的争论和其它一些更小型的争论类似，固然有历史局限的因素，更重要的是研究者都是从地质学的某一个角度或侧面出发，而未能将地球视作是一个有整体系统所致。结果虽各有所据，也各有所见，却不过是同一事物的不同侧面。如同金银盾的故事那样，只有两面合起来，才能构成一个完整的系统。正是在这种认识背景下，地球系统的概念于20世纪80年代开始兴起。

地球系统的概念主要包含如下内涵，即地球是一个由两台发动机构成和驱动的系统。一台发动机是地球内部的放射性和原生热，它驱动和维持着全球的岩石圈板块运动。另一台发动机是太阳，驱动和维持着地表的风化、剥蚀和沉

积过程 (图0—4)。

内部与外部驱动系统之间，内部与外部地球过程之间，都存在着复杂的相互作用，发生过能量和物质的交换过程。地球过程和地质事件，都是在这种复杂作用的背景下发生、维持和演化的。各个子系统之间，各个子系统内部，都会互相影响、互相制约，或互相促进。虽然在运动和演化上各自相对独立，但也常常表现出强烈的一致性。因此必须基于地球是一个整体的前提，才能对一些看似冲突、存在矛盾的现象，作出正确的判断和合理的解释。

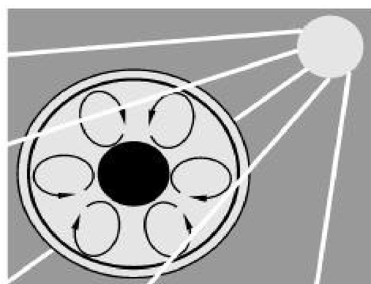


图0—4　由两部发动机组成的地球动力系统

## 二、地质作用

地球系统中，导致发生图0—1右上角各种地质事件的地球作用过程，统称作地质作用。按照作用发生的场所和动力来源，又分成外动力地质作用和内动力地质作用。

外动力地质作用　是由太阳驱动、地球的重力参与的地质作用。外动力地质作用主要发生在地球表层水圈、气圈和生物圈中。在形式上分别表现为风化作用、风的作用、海洋与湖泊作用、河流与地下水作用、冰川与重力作用等等。

就总体而言，外动力地质作用的主要任务就是对地表“削高补低”，重塑地表形态并产生相应的外动力地质产物——沉积物和沉积地形。

内动力地质作用　是由地球内部能源驱动的地质作用。内动力地质作用主要发生在固体地球的内部，部分发生在固体地球的表层，如火山作用。在形式上分别表现为构造运动、岩浆作用和变质作用。

内动力地质作用的主要任务是推动地球内部的物质和能量循环，同时“抬高降低”，增大地表高差并激发相应的外动力地质过程。

# 第四节　普通地质学的课程体系和教学安排

上节所述的各种地质作用都有专门的分支学科承担其研究任务。和它们相比，普通地质学的主要任务是介绍和评述这些学科的相关内容和研究进展，为今后深入学习这些学科的后续课程奠定基础。因此，普通地质学以介绍“普通的”地质过程、事件、产物和产生的原因为特色，以帮助学生了解地质学的基本特点，掌握地质学研究的初步知识。由于课程主线是动力地质作用及其过程

和产物，故也称为动力地质学。

本教材将所拟介绍的内容分成四个部分，第一部分包括第一、二和第三章，主要介绍地球的有关背景知识和基本性质。第二部分是本书的重点，讲述外动力地质作用，包括从第四章到第十章的全部内容。因为在各种后续课程中，有关这部分的讨论相对薄弱，加上这一部分最能体现地质作用的基本特点，故介绍得较为详细。第三部分是内动力地质作用，包括第十一章到第十四章。第四部分介绍环境地质和地质灾害问题，内容稍少，但分量不轻，为讨论地质学的社会科学属性所必需。在全书中，为讲述的方便，作者对内容进行了大量分解。要掌握地质作用的全貌，读者还需努力加以合成。从课程风格上看，由于普通地质学涉及几乎所有的地质分支学科内容，故资料和概念繁多；又由于以入门介绍为主，故公式常常让位于文字，推理往往隐含于讲述。使本来属于理科的课程变得更类似于文科的性质。但若要从字里行间挖掘真谛，仍需要先读进去，再走出来，能够说“原来如此”，方能掩卷一笑，继续往前。

为更好地掌握和理解基本的入门地质知识和研究方法，我们建议在课堂学习之外，还应附上相关的野外地质实习。惟其如此，才能理论联系实际，逐步登堂入室，攀登地学高峰。

# 第一章 地球的形成与演化

绵绵不尽的时间长河，谁会想到有一个源头？浩瀚无垠的宇宙空间，谁会想到是从“无”到有？地球的形成与演化，正是在这一无尽延续的时间中，无穷拓展的空间里，所发生的无数传奇之一。欲探索这一过程的奥秘，还需从宇宙的起源——大爆炸开始。

## 第一节 宇宙起源与天体系统

### 一、宇宙大爆炸

#### (一) 大爆炸理论的要点

时间和空间的零点，肇始于160亿年前。一次开天辟地的大爆炸中，诞生了早期宇宙 (图1—1)。

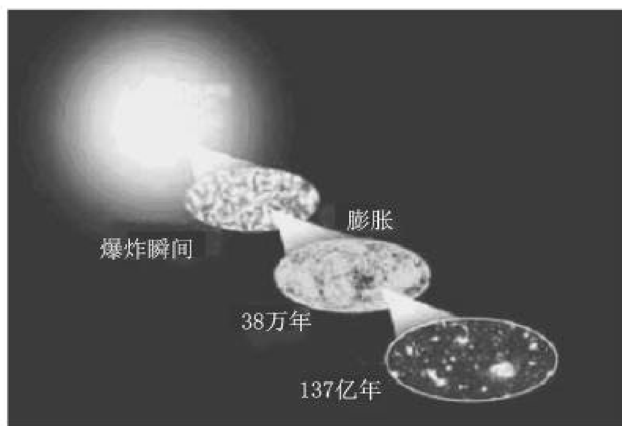



图1—1 宇宙大爆炸的余晖 (NASA，2004)

美国宇航局第一次用威尔金森各向异性微波探测给出了宇宙最古老光线的详细光效图。浅色表示温暖，深色表示寒冷。椭圆形图片是整个天空的投影，地球也可以看成椭圆形。图片中的微波光线来自宇宙大爆炸后的38万年。

最初的宇宙，有可能是从一个无穷小的“奇点”开始扩展的。从大爆炸中

诞生的宇宙，经历了初期的急剧暴涨，早期的迅速扩张和后来的局部收缩阶段。其中一些重要的事件包括——

大爆炸后的 $10^{-34}$ 秒（10亿亿亿亿分之一秒）内，早期宇宙的体积“从无到有”，急剧暴胀了 $10^{100}$ 倍；

大爆炸后的1秒钟内，宇宙温度高达100亿K以上。此时还没有原子和分子等物质形式，只有电子、质子和中子等基本粒子；

3分钟后，宇宙温度降至10亿K以下，核反应开始启动。质子和中子聚变为原子核，形成了最初的四种物质。其中氢占78%，氦接近22%，另有极少量氘和锂；

百万年后，温度降至1 000万～100万K之间，宇宙间主要是弥漫分布的轻元素原子核和电子、质子等组成的等离子体；

2.5亿年后，温度降至1 000 K范围时，辐射减弱，中性原子形成，等离子体复合成为正常气体；

10亿年后，膨胀较慢的区域发生局部收缩，星系开始形成；

50亿年后出现首批恒星；

100亿年后，太阳系诞生；

距今46亿年前，地球形成。

（二）多普勒效应与大爆炸学说的证明

轰鸣的火车驶近我们时声波频率增强，声调变高；驶离时则声波频率降低，声调也变低。与此同理，发光星体接近观察者时，见到的星光谱线向频率高的蓝光方向移动，称为蓝移；当离开观察者时，向频率低的红光方向移动，称为红移。这就是多普勒效应。哈勃发现来自不同星系的光呈现系统的红移现象，由此揭示了遥远的星系正在“逃离”我们而去，宇宙仍然处于整体膨胀之中的现状，为大爆炸学说提供了有力的科学证据。

大爆炸理论的最新进展

美国的唐·路博维希等2004年研究了距银河系中心仅32光年的射手座星云光谱，发现氘的丰度比按照大爆炸理论标准模型计算结果高出约10万倍。因此，要么在过去数十亿年里银河系中央曾经存在过一个类星体，它消亡后会留下大量氘元素；要么在宇宙射线的作用下，碳等重元素会崩解产生氘。但计算表明，类星体残留的氘应当比现在多得多，而银河系中央区域的宇宙射线密集程度又不足以使碳产生这么多氘。这样就只剩下一种解释，即这些氘是从银河系外部区域跌落到银河系中央的，它们产生于宇宙刚刚诞生后不久。而大爆炸距今可能只有137亿年。这一新的探测结果也表明：大爆炸理论还需进一步完善。

宇宙大爆炸模型涉及时空存在等一系列根本的科学哲学问题。有人认为在

大爆炸之初的 $10^{-43}$ 秒内（即所谓的“普朗克时期”），可见宇宙的空间尺度小于它的量子波长，整个宇宙皆为量子不确定性所主宰，根本就没有“时钟”和“尺子”能加以测量，广义相对论的时空概念由此失效。换言之，当时的宇宙还是一个没有时空的物理世界，需要通过量子化途径来探讨已知时空形式的起源。这对于过去认为宇宙既无边无界、也无始无终的传统认识是一种巨大的冲击。

（三）宇宙的物质组成

今天人们看到的宇宙物质以各种形式存在着。聚集态者构成星体，弥散状者构成星云，弥漫其间的极其稀薄者则称星际物质，包括星际气体和星际尘埃。所有这些物质统称为天体，其中最重要的天体是恒星。一个恒星系统往往由一系列的行星、卫星、彗星和流星等环绕而成。

由大量恒星和星云组成的巨大的天体系统称星系。地球及其所在的太阳系所处的星系叫银河系。除银河系以外的无数星系，统称作“河外”星系。人类现代观测能力所及的可见宇宙称总星系。一般认为，其空间尺度约为 150 亿光年，时间尺度为 $10^{10}$ 年量级，总质量达到 $10^{53}$ 千克量级，大约包含有 500 亿个类似银河系那样的星系。

据美国国家航空航天局（NASA）2001 年发射的 WMAP 宇宙微波背景辐射探测器获得的资料，美国数学家威克斯推断：宇宙的大小其实是有限的，尺度大约是 70 亿光年；宇宙的形状则像一个由五边形组成的 12 面体，有如足球。人们之所以感觉宇宙无限，是因为宇宙就像一个镜子迷宫，具有一种奇特的性质，能够把自身反射回去。光线传过来又传过去，让人们发生错觉，误以为宇宙在无限伸展。另一方面，尽管宇宙是有限的，但它没有具备任何性质的边界。如果一艘太空船一直前行，最终它将回到出发点，就像环绕地球航行一样，没有任何一个点标志着你在何处“回返”。

## 二、银河系

（一）银河系结构

银河系是星系的一个典型代表，由 1 500 多亿颗恒星和大量弥漫其中的星际物质组成。银河系主体部分称银盘，直径 8.5 万光年（1 光年 = 9.460 0 × $10^{12}$ km）。中央呈近似球形隆起的部分称为核球，是恒星高度密集的区域，直径 1 万～1.3 万光年，厚约 1 万光年。核球的中心称为银核，是银河系的质量中心。肉眼见到的银河就是银盘在天球上的投影。银盘外围被恒星密度很稀的扁球状银晕所包围，直径达到 10 万光年（图 1－2）。

图 1－3 是迄今为止拍到的效果最清晰的银河系景观照片。据该图可以算出银河系的中央地区（图 1－3 上）距离地球约有 26 000 光年。那里充满了正

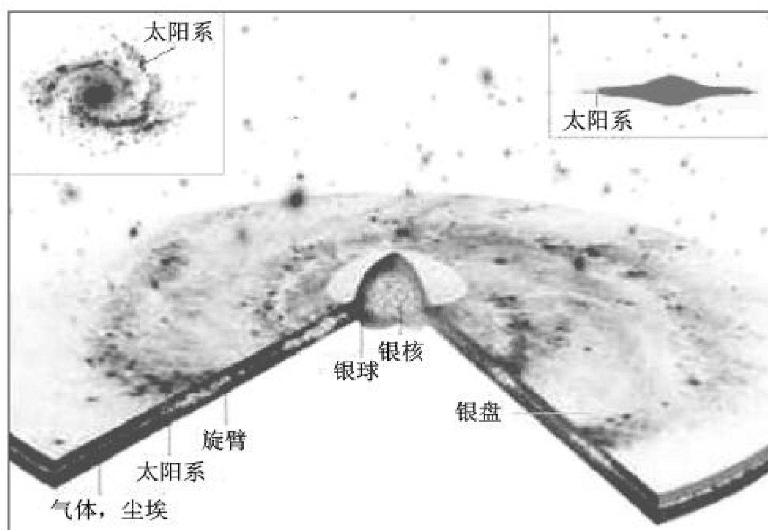



**图 1—2 银河系结构图**

处于爆发期以及已开始进入衰退期的各类星体，其中包括数百颗白矮星、中子星和太空黑洞，是银河系里最活跃的部分。

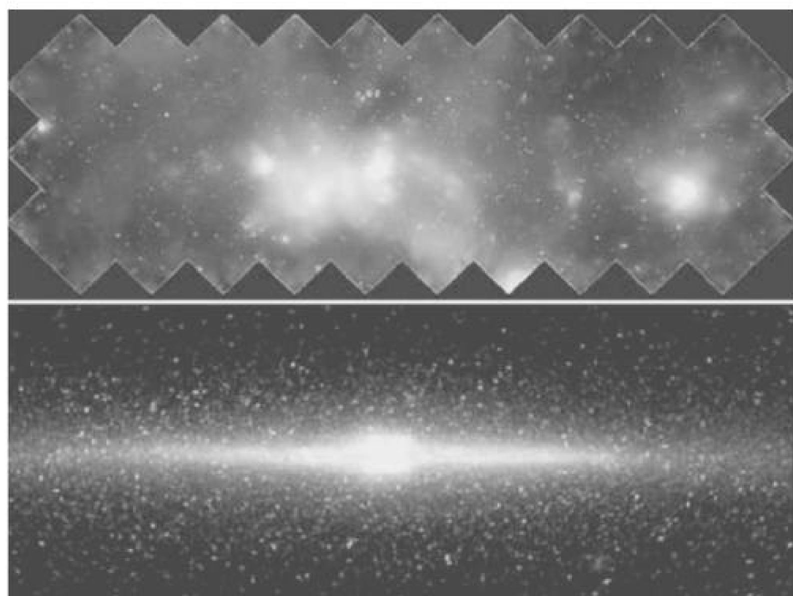


**图 1—3 银河系景观 (NASA，2004)**

上——最新拍摄的银河系中心部分；下——红外光下拍摄的银河系全景

从垂直银盘的方向看 (图 1—2 左上)，银盘内恒星和星际物质在磁场和密度波影响下分布并不均匀，而是由核球向外伸出的四条旋臂组成涡旋结构，它们分别称人马臂、猎户臂、英仙臂和 3 000 秒差距臂。太阳系位于猎户臂内

侧。旋臂也是银河系中恒星和星际物质的密集部位。

银心黑洞　最近的天文学观测显示在银河系的中心有可能存在一个巨大的黑洞（图1—4）。依据是在距离银心大约1光年处，恒星和星际之间的气体正在以100 km/s以上的速度运转。但为了有足够大的引力来吸引这些高速运动的气体和恒星，银心中就至少要由相当于100万个太阳的质量的物质构成。以这样大的质量聚集在银心这样小的空间中，只有用黑洞才能解释。

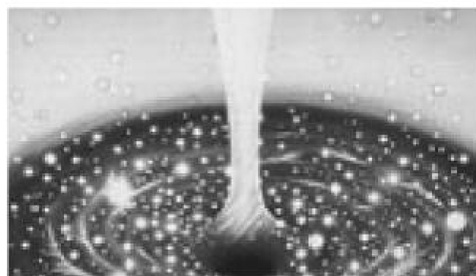


图1—4　银河系中心处的黑洞
（新华网，2004）

计算表明，银河系中心处的这个黑洞直径大约为300万km。在它附近，星际气体被非常强大的引力吸引，形成了一个高速旋转的吸积盘。吸积盘旋转所产生的强大的电磁场将星际气体加速到很高的运动速度，使它们喷涌而出，产生宇宙喷射现象，从而影响乃至推动银河系内各种天体的演化过程。

（二）从银河系到总星系

银河系除存在自转外，同时还以214 km/s的速度向着麒麟座方向运动。近年天文学研究已陆续发现宇宙空间中存在500亿个类似银河系的恒星系，它们自身直径也达十万光年左右，离银河系则有几十亿至上百亿光年之遥，称为河外星系。

星系在宇宙中的空间分布也不均匀，有成团的趋势，可以形成星系团。星系团的规模大小不等，形状也各不相同，典型的空间尺度达到千万光年量级，总质量达到$10^{44}$ kg量级。银河系和相邻仙女星系、麦哲伦星云等30个星系组成了一个规模较小的集团，称为本星系群。

星系团在空间的分布也不均匀，许多星系团还可以进一步组成超星系团，空间尺度可达到1亿光年量级。本星系群和室女星系团构成的本超星系团，直径约1亿～2.5亿光年，总质量为太阳的千万亿倍。

## 三、太阳系

（一）星系的形成机制

对星系形成机制的猜测有不下50种解释，但最主要的是星云说和超密说。

星云说　初始宇宙空间充满密度极低的星际气体和尘埃物质，在自引力下这些物质逐渐聚集成许多大型星系云，再在星系云内诞生大量恒星而形成星系。20世纪80年代初，天文学家发现离我们100亿光年外存在的原始星系云，基本处于电离氢状态，其体积与银河系接近，有可能是初始宇宙大爆炸后遗留

下来的原始星云物质。这为星系起源的星云说提供了可信佐证。

超密说　强调可见宇宙大爆炸过程中抛射出许多超高密度的物质块，每个块形成一个星系。超密块爆发从核心再向四周演化，星系核心为残留的超密块，因此爆发作用尚未止息。天文学家已发现银核是一个强射电源区（强烈辐射射电波、红外波、γ射线波等），对本假说是有力支持。

可见宇宙中星系多达500亿个左右，形态结构和规模大小各异，很可能并非由单一机制形成。星云说反映了宇宙间弥漫星云物质收缩凝聚的“合众为一”过程，超密说则体现了宇宙间物质状态的“一分为多”发展方向，很可能都与星系形成有关。但究竟以何种方式为主，不同方式出现的条件是什么，是否还有其它成因机制等，尚待继续研究。

（二）恒星的演化

恒星的演化可以划分为四个阶段。

幼年期　原始星云的一部分开始进入收缩过程，随着势能转变为热能，使温度上升。在温度还不足以启动热核反应情况下，这种收缩的气体团不发射可见光，称为原恒星（protostar）。当原恒星开始停止收缩时，其核心部分的氢开始点燃，出现“氢闪”，标志进入青少年期。

不同大小的恒星所经过的幼年期时间长短不一，质量越大，时间越短。质量很大的原恒星由于有较强的引力场，只需要50万年即可完成幼年期演化。而中等大小的恒星（太阳），此阶段约需5 000万年。质量只有太阳1/5的原恒星，估计可达6亿年。

青壮年期　原恒星核部温度上升到$7\times10^6$ K以上时，核部氢燃烧引起的热核反应开始启动，就标志着一颗新的恒星正式诞生。由于恒星内部排斥力与自身吸引力处于基本平衡状态，青壮年期可以成为一个相对漫长的演化时期。

晚年期　主序星演化后期，当恒星氢燃料消耗殆尽后，恒星核部再次在引力下收缩，中心密度加大，温度再次升高；同时促使恒星外壳体积膨胀，密度变稀，成为表面温度很低但光度很大的红巨星或超巨星。

衰亡期　恒星中心热核反应一旦出现铁元素，就进入了恒星演化的老年期。铁核的热核反应需要吸收大量能量，迫使恒星内核向中心猛烈塌缩，同时释放出惊人的能量，导致恒星外壳发生爆炸并使光度瞬间剧增数万倍至上亿倍，这就是超新星爆发。超新星“昙花一现”之后，原有的恒星顷刻坍缩为密度极高的致密星（恒星残骸）和爆发出去的星云物质（再次形成新恒星的物质基础），从而完成了宇宙间物质－能量交换的一次循环过程。

赫茨普龙－罗素图（赫罗图）通过揭示恒星温度或颜色与光度之间的关系（图1－5），反映了恒星的演化史。炽热明亮的蓝巨星位于左上方，而比较冷且暗的红矮星分布在图的右下角。大多数恒星，包括太阳都在从左上至右下的

一条对角线上，这条对角线被称为主星序，主星序上的恒星称为主序星。当恒星核的氢烧完后，它们就离开主序，开始氦燃烧而成为红巨星。最终红巨星坍缩，温度上升，成为白矮星。根据恒星的温度或颜色可把恒星分成以字母 O、B、A、F、G、K、M 表示的七种类型。O 型是较热的蓝星，M 型是较冷的红星。

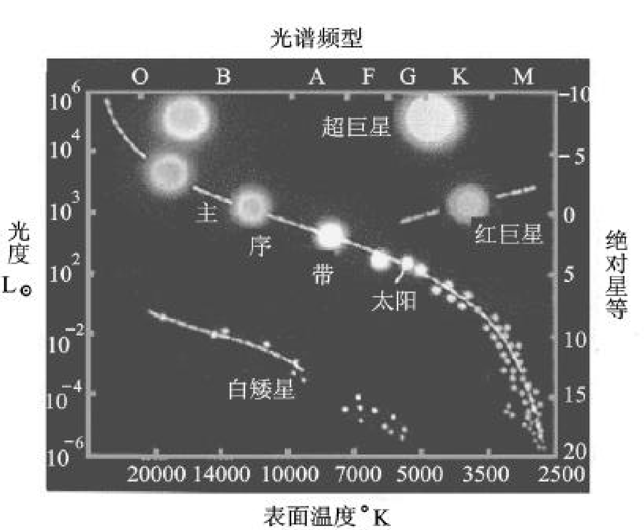



图1—5　赫罗图

恒星演化最后阶段的致密星除了白矮星外，还有中子星和黑洞两种归宿，它们的形成与母体恒星的质量大小有关。

质量中等的恒星（<1.4 个太阳质量）经历超新星爆发后，恒星残骸的密度达到 $1.75\times10^5$ g/cm³，表面温度升高至 8 000 K，发出白光，称为白矮星，可有几十亿年寿命。质量更大的恒星经历超新星爆发后，残存的质量如达到太阳质量的 1.5～2 倍，形成的白矮星可演变为快速自转的中子星。后者直径一般仅 10 km，但密度达 $10^{14}$～$10^{15}$ g/cm³，寿命<10 亿年。超新星爆发后如果残骸质量超过太阳质量的 2～3 倍，即使到了中子星阶段也会继续塌缩至高于原子核的密度（可以在 1 cm 半径球体内集中地球的全部质量）。在这种超强引力场下，所有物质和光线只能被吸入，而无法逃逸出去，就形成了黑洞（但英国著名宇宙物理学家霍金最近发现，一些被黑洞吞没的物质随着时间的推移，有可能会慢慢地从黑洞中重新“流淌”出来）。

（三）太阳系

1. 太阳系形成假说

太阳系形成的假说多达 50 余种，大致可以归纳为三种类型。

（1）灾变说——行星物质是某种重大突发事件从太阳中分离出来，例如另

一颗恒星走近或擦过太阳，或由于太阳自身爆发，分出的太阳物质后来形成行星。

(2) 俘获说——太阳从恒星际空间俘获物质，形成原行星云，再演变为行星。

(3) 共同形成说——太阳系的所有天体都由同一个原始星云形成，星云中心部分形成太阳，外围部分形成行星等天体。

18世纪康德与拉普拉斯都设想太阳系由同一片“原始星云”演变而成，但无法解释太阳系内部质量和角动量分配的矛盾（太阳占总质量的99.85%，其角动量仅占总角动量的0.6%）。这导致20世纪初多种灾变说的兴起，但后者又产生了与观测事实不符的新矛盾（恒星间接近或相撞的几率小到约3000亿年一次，银河系形成至今不到150亿年，灾变无从发生）。因此，20世纪后期以各种新星云假说的出现为特征。如英国天文学家霍伊尔提出原始星云在引力收缩中转速加快，分别脱出行星圆盘和卫星圆盘，最终形成了太阳系。在热核反应启动后的太阳升温过程中，电磁辐射产生磁力矩，实现了角动量从太阳向行星的转移。这些虽在一定程度上克服了传统星云说的不足，但未能一锤定音。

2. 太阳系的天体组成

太阳系是由太阳、行星及其卫星、小行星、彗星、流星体和行星际物质构成的天体系统（图1—6）。

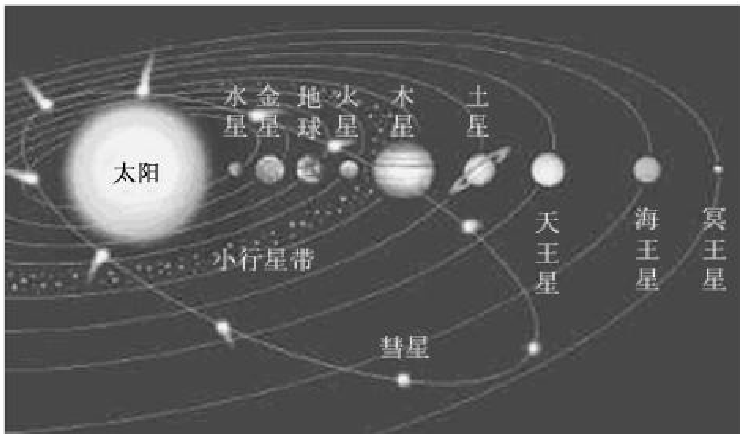



图1—6 太阳系天体示意图

太阳是太阳系的中心天体。太阳的质量占太阳系总质量的99.865%，引力控制了整个太阳系，使其他天体绕太阳公转。在太阳系中，只有太阳是有热核能源辐射的发光恒星，其他天体要被太阳光照射后反射光线才能发亮。

太阳系有九大行星。根据行星的离日距离、质量、体积和化学组成等不同

参数，可分为三种类型：

类地行星　包括离太阳较近的水星、金星、地球和火星，具有体积小、质量小、密度大等共同特征，含重元素高，内部存在金属核。

巨行星　木星和土星体积巨大，质量也大，但密度小，主要由氢、氦、氖等轻元素组成。

远日行星　离太阳较远，有天王星、海王星和冥王星，前两者体积、质量介于上述两类行星之间，主要由氮、碳、氧及其氢化物组成。冥王星体积、质量最小，密度介于上述两类行星之间。有的天文学家曾怀疑它只是一颗彗星或小行星，但未获公认。

九大行星的主要参数如表1—1所示。

表1—1　九大行星有关参数

| 行星 | 与太阳平均距离/天文单位 | 公转周期 | 自转周期 | 质量(地球＝1) | 体积(地球＝1) | 密度/g·cm$^{-3}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 水星 | 0.38 | 88日 | 58.6日 | 0.06 | 0.056 | 5.4 |
| 金星 | 0.72 | 225日 | 243日 | 0.82 | 0.856 | 5.2 |
| 地球 | 1.00 | 365.25日 | 23时56分 | 1.00 | 1.00 | 5.5 |
| 火星 | 1.52 | 1.88年 | 24时37分 | 0.11 | 0.15 | 3.9 |
| 木星 | 5.20 | 11.86年 | 9时50分 | 318 | 1316 | 1.3 |
| 土星 | 9.57 | 29.5年 | 10时14分 | 94 | 745 | 0.7 |
| 天王星 | 19.28 | 84年 | 16时48分 | 15 | 65.2 | 1.3 |
| 海王星 | 30.13 | 164.8年 | 16时06分 | 17 | 57.1 | 1.7 |
| 冥王星 | 39.50 | 248年 | 6天9时17分 | 0.0025 | 0.009 | 2.0 |

1天文单位＝1.496×10$^{8}$ km，是地球到太阳的距离。

太阳系其它的天体包括小行星，卫星，彗星，流星和行星际物质等。

小行星　除九大行星外，还有大量小行星分布在火星与木星之间绕日公转。小行星的直径大多小于60～70 km，最大的一颗称为谷神星，直径约760 km。估计小行星总数多达几十万颗，但总质量只有地球的万分之四。

除零星分布的小行星外，在火星与木星轨道之间，还存在着一个相对集中的小行星带。

卫星　是围绕行星运行的天体。九大行星共有卫星60个，除水星和金星外，其它行星都有卫星环绕。按卫星多少的排名顺序是土星18个，天王星17个，木星16个，海王星8个，火星2个，冥王星和地球各1个。不同卫星的体积和质量相差悬殊，半径大于1 000 km的卫星有7个，月球即为其一。

彗星　以其特殊的明亮长尾和周期性地出现在夜空而引人注意。迄今已知

的彗星约1 600多颗，每年能观测到的彗星约10个，其中新发现的占50%左右。彗星的轨道有抛物线、双曲线和椭圆三种类型，只有后一种椭圆轨道的彗星才能绕太阳公转。彗星的质量、密度很小，当远离太阳时只是一个由水、氨、甲烷等冻结的冰块和夹杂许多固体尘埃粒子的“脏雪球”。当接近太阳时，彗星在太阳辐射作用下分解成彗头和彗尾，状如扫帚。彗尾部分物质极稀薄，密度只有地球大气的$10^{-13}$倍。1910年哈雷彗星的彗尾曾“扫”到地球，地球上未见明显的异常发生。

流星和陨石　行星际空间中的尘粒和固体块，以很高速度（72～11 km/s）闯入地球大气圈同大气摩擦燃烧而产生的光迹称为流星。未燃烧尽的流星体坠落到地面，就是陨石。陨石的物质组成可区分为石陨石和铁陨石两大类，是人类直接获取并详细研究太阳系早期状态物质组分的宝贵材料。1976年3月8日降落在吉林市郊的陨石群中，最大一块重1 770 kg，是世界上已知最重的石陨石。

行星际物质　极其稀薄的星际尘埃。在地球轨道附近的平均密度仅为每立方厘米内5个正离子加5个电子。

一般而论，太阳系内的各大行星都有自己固定的运行轨道，但小行星和其它天体则不一定如此。在相互引力的作用下，有时一些小的星体可能会偏离原有的轨道而与其它星球相碰，1994年发生的彗星与木星相撞的事件，就是一个典型的例证。

3. 太阳的能量

太阳表面的温度约为6 000 K，中心部分温度推测可高达$1.5\times10^{7}$ K，密度达到水的160倍。在这种高温高压条件下，组成太阳物质3/4的氢元素会失去外层电子而发生核聚变。这种不断进行的热核反应，使太阳成为一所巨大的天然原子能工厂。1分钟内太阳辐射向地球输送的能量为$1.052\times10^{15}$J，大约相当于燃烧4亿吨烟煤产生的热量。1年中太阳向地球传递的热量累计达到100亿亿度电力，是目前全世界总发电量的几十万倍。

太阳每秒钟由于核聚变而损耗的质量达到$4\times10^{13}$ g。目前太阳的热核反应状态已维持50亿年左右，累计损耗的质量为$6.305\times10^{22}$ g，仅占太阳全部质量$1.989\times10^{33}$ g的0.03%。按这一速率推算，太阳还可燃烧50亿年。此后太阳将按赫罗图揭示的规律蜕变为红巨星，直径扩展为现在的250倍（图1－7）。届时地球将因遭受辐射而全部气化。如果地球上还有智慧生命存在，生存的出路只能是太阳系以外的类地行星。最近美国和澳大利亚科学家研究认为，10%的太阳系外星系中有行星，其中有近一半的星系在温度适宜区域内能够支持岩石行星。这意味着二十分之一的星系中可能有支持生命的条件，宇宙中还会有适于生命生存的“世外桃源”。

4. 太阳活动与太阳黑子

太阳表面的大气圈从里向外分为光球、色球和日冕三层，其中灼热的等离子气体受太阳磁场的支配处于局部的激烈运动之中，称为太阳活动（solar activity）。



图1－7 太阳最终的图景

50亿年以后太阳的最后轮廓图。外围亮的光环是行星状星云，至少能扩展几百亿公里。它的中心是太阳的“尸体”，是一颗大“钻石”——白矮星（引自《宇宙与人》）

太阳活动的最基本标志是日面光球上经常出没的“暗黑”斑点，即太阳黑子（sunspot）。太阳黑子的直径可自$2\times10^{3}$～$3\times10^{3}$ km至$1.5\times10^{7}$ km，中心部位凹陷约500 km，一般认为它是太阳表面剧烈活动所激起的气漩涡。小的黑子仅存在数小时，大黑子群则可延续几个月。太阳黑子在日面的移动可据以证明太阳也有自转，其赤道部分约25日自转一周。

太阳活动的方式除太阳黑子外，还有色球层的光斑、耀斑、日珥以及日冕层的膨胀等，大都随太阳黑子的变化同步起落，体现了太阳活动的整体性。其中最突出的是太阳黑子群里的耀斑爆发，可以在一、二十分钟内释放出相当于十亿颗氢弹爆炸的能量，抛出的大量高能粒子流到达地球附近时，扰乱了地球磁场，类似地球磁场突然发生一场风暴，称为磁暴。磁暴发生时会导致地球上短波无线电通讯中断、罗盘指针剧烈颤动而失去作用、飞翔中的鸟类迷失方向等现象，可以对于人类的通讯、交通、军事等活动造成直接危害。

此外，太阳绕银核公转的速度为250 km/s，公转一周约2.5～3亿年，称为银河年。

5. 行星地球基本参数

日－地平均距离是地球半径的两万多倍，日－地之间光速传递需要约8分钟，这一距离定义为1个天文单位（AU）。从太阳系行星接受太阳辐射能量的角度看，1AU是最佳的距离。加上地球公转和自转的周期适当，存在四季变化和昼夜交替，使地球表面能够均匀和适量地吸收太阳辐射能量，保持地表平均15℃左右的温度，有利于液态水圈存在和生命万物生长。此外，在九大行星的大气圈成分中，唯独地球大气中氧含量高达21%，为高级动、植物的呼吸作用提供了良好基础。高空氧在太阳紫外线作用下形成的臭氧层，在吸收太阳紫外辐射和防止太阳磁暴等方面，也有着重要的作用。这些都成为地球赖以发展、生物出现和进化得天独厚的条件。

# 第二节 地球形成与生命演化

## 一、地球的形成

### (一) 地球形成的假说

地球的形成问题虽未有定论，但多数人的共识可视作一首三部曲：

(1) 46亿年前，太阳星云在加速旋转的过程中分化出原始地球。原始地球温度较低，轻重元素浑然一体，是一个相对均匀、尚无分层结构的行星。

(2) 原始地球一旦形成，即捕获周围的星云物质 (或在旋转中甩出自身的部分物质)，形成自己的卫星——月球。同时因重力分异和放射性元素蜕变而开始增温。

(3) 当原始地球内部物质升温达到熔融状态时，比重大的亲铁元素向地心下沉，成为铁镍地核，比重小的亲石元素上浮组成地幔和地壳，更轻的液态和气态成分，通过火山喷发溢出地表，形成原始的水圈和大气圈。最终在水圈和大气圈的相互作用中诞生了生命。

昼夜与四季 (图1-8) 太阳-月亮-地球三位一体，形成一个特殊的三体运动系统。在这一系统中，地球自转导致了日夜差异，绕日公转形成了四季变迁。以月球和太阳引力而形成了地球表面的潮汐。

### (二) 地球的年龄

由于地球形成以来经历过复杂的改造和变动，原始地球形成时的物质记录已经破坏殆尽。推测地球的年龄，需要从地球自身的最老物质记录、太阳系内原始物质和月球岩石年龄几方面来进行综合探讨。



图1-8 日-地-月系统
(航空航天网，2004)
航天器在距离地球100万km的第二拉格朗日点轨道上运行，背景为太阳，地球和月亮。

较精确的地质测年方法是根据放射性同位素的衰变原理作出的。放射性元素的原子不稳定，在自然条件下必然要衰变为它种原子 (如$^{238}U$衰变为$^{206}Pb$)，而且衰变速率不受外界温压条件变化的影响 (如$^{238}U$经过45亿年后其一半原子数衰变为$^{206}Pb$，称这种现象为半衰期)。故只需在岩石中测出蜕变前后元素的含量，就可以获得母体岩石形成的年龄。按照这种方法，首先对地球上已知最老的出露于澳大利亚西南部的岩石

进行年龄测定，表明它们已经形成了41～42亿年。由于这种岩石是一种变质石英岩，只能产生于已经形成了圈层分异后的硅铝质地壳中（见第二章），据此可以推论出地球的圈层分异在距今42亿年前已经完成。

不同放射性元素半衰期的长短有很大差异，其测年的精度也存在重要区别（表1—2）。地球漫长演化史中保存的物质记录（岩石和　　　　用$^{238}U$—$^{206}Pb$ $^{87}Rb$—$^{87}Sr$等方法，精度误差允许达到几个百万年（对地质历史而言，此仅为百分之几的数量级）。这一方法已发展为地质学中一门独立的分支学科——同位素年代学。

表1—2　常用于测定地质年龄的放射性同位素

| 母同位素 | 蜕变产生的子体 | 半衰期 | 有效测年范围 | 适用测试物质 |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| $^{14}C$ | $^{14}N$ | 5 730年 | 100～70 000年 | 木材、骨骼、肉、介壳以及溶于水中的$CO_2$ |
| $^{40}K$ | $^{40}Ar$ | 13亿年 | 5万年～46亿年 | 云母、角闪石、火山岩全岩 |
| $^{238}U$ | $^{206}Pb$ | 45亿年 | | |
| $^{235}U$ | $^{207}Pb$ | 7.1亿年 | 0.1～46亿 | 锆石、沥青铀矿 |
| $^{232}Th$ | $^{208}Pb$ | 140亿年 | | |
| $^{87}Rb$ | $^{87}Sr$ | 470亿年 | 0.1～46亿 | 云母、钾长石、变质岩或岩浆岩全岩 |

其二，太阳系内的流星、陨石和宇宙尘（是太阳星云原始物质的残留部分，陨石在堕落地面前未经重大的改造和破坏），是我们直接研究太阳系早期历史的极好材料。陨石的物质成分虽有铁质、石质区分，但已知的形成年龄都在46亿年左右，可代表太阳系早期的年龄。

其三，经过20世纪70年代以来的人类登月考察，已经测得月球上的岩石（月岩）最老年龄为46亿年。

根据上述多方面资料相互印证，地球具有46亿年年龄的结论已经得到公认。

月球表面的大量环形影像已经公认绝大部分是小星体撞击形成的陨击坑。这些陨击坑的形成高峰期是在距今41亿—39亿年前，证明月球当时遭受到大量陨星（星子）的撞击。39亿—31亿年前月球表面发生过大规模的火山喷发，喷出的暗色火山岩（玄武岩）充填了大规模环形构造，被人们称为月海。其余隆起的浅色部分上面密布陨击坑，称为月陆。31亿年以后，月球内部的演化已处于“停滞”状态，太阳风的长期作用（500百万—200 Ma）形成了厚度不等的月壤。同时地外陨击作用频率显著降低，但形成时代较晚的陨击坑，如哥白尼坑（850 Ma前）和第谷坑（109±4 Ma前），保存的环形山轮廓和向外展布的辐射纹十分清晰。所以月球表面的环形山可以依据其轮廓清晰程度判别年

龄的相对新老。

## 二、地球上的生命起源

### (一) 生命的本质

恩格斯指出:“生命是蛋白体的存在方式,这种存在方式本质上就在于这些蛋白体的化学组成部分的不断的自我更新”。换言之,生命的基本特征就在于蛋白体(目前的理解为类似于原生质的核酸—蛋白质体系)具有的新陈代谢能力。这种能力是任何非生命体不具备的,所以生命是物质运动的最高形式。

生命(生物)与非生命(非生物界)之间并没有不可跨越的鸿沟,构成生物体的50多种元素在非生物界里同样存在,说明两者有着共同的物质基础,生物是非生物演化到特定阶段的产物。

### (二) 生命的起源

20世纪60年代以来射电望远镜搜索宇宙空间的结果,已经发现星际空间存在大量有机分子,至80年代初已累计达到55种,其中最重要的有15种(表1—3)。

表1—3 星际空间的15种有机分子

| 星际有机分子 | 分子式 | 星际有机分子 | 分子式 | 星际有机分子 | 分子式 |
|---|---|---|---|---|---|
| 氰化氢 | $HCN$ | 异氰酸 | $NHCO$ | 甲酰胺 | $NH_2HCO$ |
| 甲醛 | $HCHO$ | 乙腈 | $CH_3CN$ | 氰基乙炔 | $HC_3N$ |
| 硫甲醛 | $H_2CS$ | 甲醇 | $CH_3OH$ | 氰基辛四炔 | $HC_9N$ |
| 甲酸 | $CHOOH$ | 乙醇 | $C_2H_5OH$ | 甲胺 | $CH_3NH_2$ |
| 氨基氰 | $NH_2CN$ | 甲基乙炔 | $CH_3C_2H$ | 乙醛 | $CH_3CHO$ |

星际有机分子的存在,说明构成生命物质基础的有机物可在宇宙的演化过程中产生,并分布于银河系、河外星系的星球上和星际空间。但从无生命的简单有机物小分子(氨基酸、核苷酸、单糖等)嬗变为复杂有机物大分子(类蛋白质、核酸、甘氨酸等),再进入由许多大分子聚集而成的、以蛋白质和核酸为基础的多分子体系(呈现初步的新陈代谢生命现象),需要经过由化学演化到生命演化的连续序列和重大飞跃。而这种突变过程在已知宇宙空间或存在热核反应的恒星条件下,是不可能实现的。因此,地球上生命的起源应当从地球早期地表环境以及物质系统自身的演化过程中去寻找原因。

放电实验与原始汤　地球完成初始圈层分异后,随着地表温度下降到300℃左右,地球表层已经存在原始地壳(硅镁质玄武岩为主)、原始水圈(呈强酸性)和原始火山气圈(以大量水蒸气、$H_2$、$CO$、$NH_3$、$CH_4H_2S$等为主,属于还原环境)。以类似物质条件为前提,英国科学家米勒通过在玻璃容器中对

上述混合气体的放电实验，获得了氨基酸等简单有机物。因此原始地球表面在紫外线、电离辐射和雷电作用下可以合成生命材料的认识，已经不再有人怀疑。另一方面，这些有机物汇聚到
后,在当时地壳环境的热聚合等作用促进下,发生了由氨基酸→类蛋白质→蛋白质的转化。随着化学反应速度提高,其有序性和方向性也相应加强,终于出现真正的蛋白质合成,产生出有生命的原生质,完成了向原始生命进化的飞跃。

有生命的原生质是一种非细胞类的生命物质，进一步的演化是形成具有保护功能的外膜，成为具有更完备生命特征的细胞，从而开始进入地球历史中生物界和非生物界分庭抗礼、而又共同发展的新时代。

(三) 地球上生命出现的时间

迄今为止，地球上最古老生命的记录是在南非巴布顿地区和澳大利亚西部的燧石层中发现的球状和棒状的单细胞细菌状微体化石。前者的同位素年龄测定为 38 亿年，后者为 35 亿年，可推论当时地球上的单细胞生物已经出现 (地质学上称为太古宙早期) 。在此之前有人从地球化学角度依据$^{12}C$、$^{13}C$ 碳同位素比率 (仅$^{13}C$ 与生命物质有关) ，也推论地球上生命过程开始于 38 亿年前，与此测年所获结论一致。

## 三、生物圈的形成与发展

从最早期的原始生物开始，到人类的出现为止，生物圈的形成和发展经历了漫长而复杂的演化阶段。

(一) 厌氧异养原核生物阶段

38 亿年前出现的原始生物，根据当时的大气圈、水圈和岩石圈物理、化学条件，推测应属还原条件下的厌氧异养原核生物类型。即还没有细胞核膜分异，不能自己制造食物，主要靠发酵原始海洋中丰富的有机质以获得能量和营造自身的生物类型。现代洋底热泉喷溢处发现在 200～300 ℃热水中也存在这类极端环境下生存的生物，两者可以进行类比。太阳系的其它类地行星上如果存在生命，也可能属此类型。这种生物受到地表特殊环境的局限，不可能覆盖全球。因此，这一时期还不能算作地球生物圈的形成阶段。

(二) 厌氧自养生物出现和生物圈初步形成

早期海洋中，特殊部位有机物的生产量是有限的，异养生物繁殖到一定程度就会面临“食物危机”。严峻的环境压力激发了生命物质的变异潜能，演化出新的厌氧自养原核生物类型。最成功的是能进行光合作用的蓝细菌，因其可以通过还原 $CO_2$ 产生 $O_2$ 来合成有机化合物；在生态方式上也转变为浮游式而逐渐扩散到全球海洋和陆地边缘浅水带，标志着地球生物圈初步形成。

从已发现的化石证据来看，在这一时期中，生物属种数量虽有增加，但分

类上仍属原始的单细胞原核生物。海生藻类的光合作用引起大气游离氧的增加，使处于还原条件下的大气圈演变为氧化的大气圈，显示了地球不同圈层演化之间存在密切的相互作用和相互影响的关系。

20世纪70年代英国地球物理学家洛维洛克重新强调了生物对地球环境的影响和控制作用，并借用古希腊神话中大地女神盖雅的名字，提出了盖雅假说（Gaia hypothesis）。该假说认为：根据天体物理学研究证明，自地球形成以来的46亿年中，太阳辐射强度增加了约30%。从理论上讲，太阳辐射强度±10%就足以引起全球海洋蒸发干涸或全部冻结成冰。但地质历史记录却证明，地球上尽管发生过冰期和暖期的交替变化，地表的平均温度变化却仅在10℃上下。这反映地球上存在某种内部自动平衡（homeostasis）的机制，显然生物界在其中起了关键的调节作用。

### （三）真核生物出现和生命大爆发

#### 1. 真核生物的出现和繁盛

随着大气中氧含量逐渐增加，喜氧生物开始代替了厌氧生物的主体地位（后者继续生存于海底的局部还原环境）。由于有氧呼吸捕获能量的效率高出无氧呼吸近20倍，明显提高了新陈代谢速度，导致了细胞核与细胞质分化的真核生物新类型出现。真核生物增加了有性生殖、多细胞体型特征，并开始了动、植物的分异。我国河北蓟县串岭沟地区已经发现距今17.5亿年的真核生物（宏观藻类，图1－9），证明这次飞跃大约发生在18亿年前后。但从印度、美国、加拿大等地的化石分布来看，真核生物的真正繁盛期大约在10亿年前。

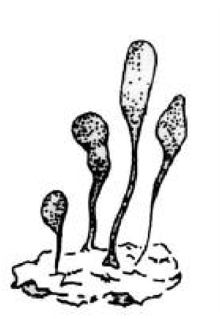


图1－9　真核生物复原图

#### 2. 演化失败的伊迪卡拉动物群

地球上软躯体动物的首次爆发发生于距今6亿年前后。由于最早见于澳大利亚的伊迪卡拉山，故称其化石代表为伊迪卡拉动物群。早期的研究者根据它们的形态和水母（腔肠动物）、蠕虫（环节动物）和海绵（海绵动物）等相似，在生物分类上将其一一对号入座（图1－10）。但实际上，这些裸露动物不存在摄食和消化器官，是一种营自养生态的特殊生物门类，不同于显生宙以来出现的生物类型。该动物群呈爆发式突然出现，延续不久又发生整体绝灭（集群绝灭），代表了地球上首次出现、但演化方式并不成功的一种特殊生物门类。

#### 3. 寒武纪生命大爆发

有壳动物的出现和突发演化，出现在5.4亿年前。云南昆明附近的澄江地区，1984年起陆续发现了举世罕见的澄江动物群，被称作地球历史上著名的寒武纪生物爆发（Cambrian explosion）事件。澄江动物群是由真正的节肢动物

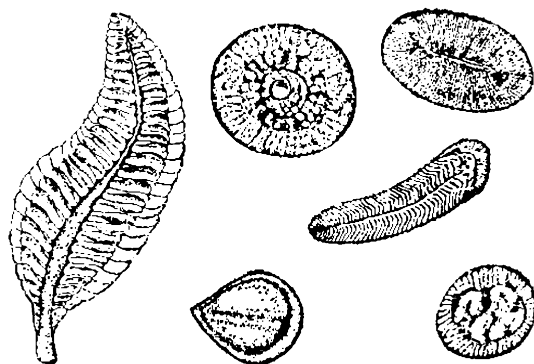


图1－10　演化失败的伊迪卡拉动物群

(三叶虫)、腔肠动物(水母)、环节动物(蠕虫)和其它门类组成，外形虽与伊迪卡拉动物群有相似处，但体腔内部器官结构明显不同，代表了动物界演化进程中体躯立体增长和内部器官复杂化的另一途径(图1－11)。

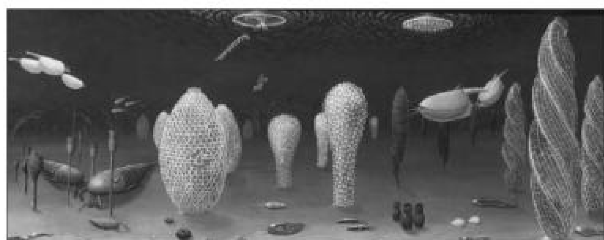


图1－11　寒武纪生命大爆发的见证

澄江动物群已形成生产者(藻类)，消费者(娜罗虫)
和高级消费者(巨型食肉动物奇暇类)的完整生态系统。
古生物大小未按比例(据南京古生物研究所，2001)。

在元古宙与显生宙之交的后生动物大规模占领浅海生态领域的竞争中，伊迪卡拉动物群代表的演化方式失败了，导致了总体集群绝灭。而澄江动物群代表的演化方式成功地经受了环境剧变的考验，为此后动物界的大发展奠定了基础。在上述两个动物群之间，还存在着一个过渡阶段，以仅见虫管不见化石到出现小型带壳动物群为典型，代表了伊迪卡拉动物群绝灭后有壳动物群的形成过程。

(四)　生物登陆和全球生物圈建立

自从地球上出现生命以来，古代海洋一直是生物界生存、发展的摇篮和生活家园。这种情况从距今4亿年前(志留纪晚期和泥盆纪早期)起发生了重要转折，以原始陆生植物(矮小的裸蕨类)和淡水鱼类在滨海平原和河湖、河口环境大量繁盛为标志，进入了生物占领陆地的新阶段。生物圈的空间范围也首

次由海洋伸向陆地。至3.7亿年前，半干旱气候下河湖、水塘的周期性干涸，促进了某些鱼类（肉鳍粗壮的总鳍鱼类）（图1－12）逐渐演变为两栖类。两栖类摆脱了终生不能离开水体的局限，在陆地上获得了水域附近更多的活动范围。距今3亿年前后的石炭纪晚期至二叠纪早期，植物界已出现茂密高大的森林，而且能适应热带、亚热带至冷温带的不同气候条件，地质历史上第一次出现成煤作用高峰期。与此同时，动物界中出现了通过羊膜卵方式在陆上繁殖后代的爬行类，由于个体生活史完全摆脱了对水域的依赖，适应更加广阔多变的陆上生态领域。在距今2.5亿年前后（二叠纪与三叠纪之交），全球范围古地理、古气候环境发生了显著变革。海洋中的动物界发生了显生宙内最大的集群绝灭事件，陆地动、植物界也发生了重要变革，先前适应近水环境潮湿气候的两栖类和石松类（可高达30～40m）、节蕨类等明显衰减，被更为进步的爬行类和裸子植物（松柏、苏铁和银杏类）所取代，更能适应陆地上不同气候带和海拔高度的多种生态领域。从严格意义上说，地球上完整的生物圈从泥盆纪起开始伸向陆地，至二叠纪才包括了大陆和海洋的全部生态领域。

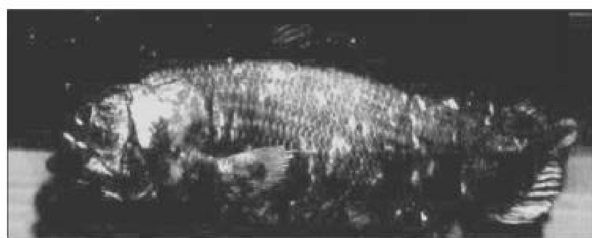


图1－12　拉蒂迈鱼

拉蒂迈鱼现在生活于深海，是总鳍鱼类家族中幸存下来的活化石（据中国古动物馆）。

（五）生物征服天空和陆生动物重返海洋

2.5亿前开始了地球历史的中生代阶段，中生代也称裸子植物时代和爬行动物（尤以恐龙类最为著名）时代。我国四川盆地发现距今约1.6亿年（侏罗纪晚期）的马门溪龙（一种素食的蜥脚类恐龙），身长达到22m，体重估计有30～40t，是地球历史上最庞大的生物之一，也是这一时期的典型代表（图1－13）。另一方面，我国辽西北票四合屯等地近年发现了距今约1.4亿年（侏罗、白垩纪之交）世界上最丰富的原始鸟类动物群（孔子鸟等），比德国发现的始祖鸟在进化链上更早，接续了从爬行动物向鸟类过渡的进化环节（图1－14），成为地球上的生命征服空中生态领域的先驱。

中生代陆生爬行动物除了向空中发展外，另一个重大演变方向是重返海洋，出现了营游泳生态的鱼龙、蛇颈龙等类型，使生物圈更加多姿多彩。导致这一变异的主要原因，一般认为是中生代时全球规模的联合古陆发生裂解和漂

移，改变了生态环境所致。

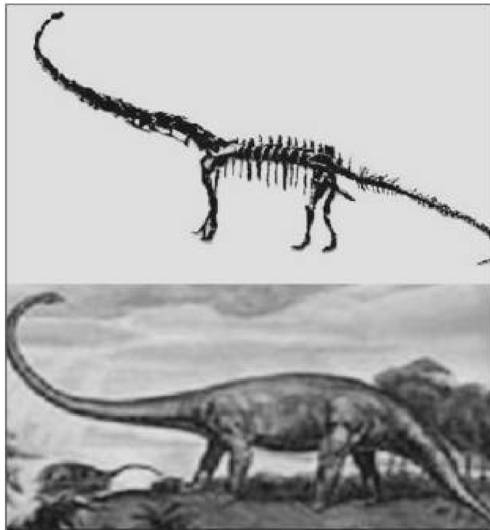


图 1—13　生活于侏罗纪的马门溪龙

上：合川马门溪龙化石；下：复原图

## （六）人类出现和智能圈形成

距今 65 百万年前的白垩纪、第三纪之交，出现了地球内外圈层多种重大灾害群发事件，地球上生物界面貌又一次经历了巨大变革。从新生代开始，以哺乳动物和被子植物为主的演化进程，逐渐取代了以爬行动物和裸子植物为主的生物圈演化进程。但这一时期生物界最重要的演化事件，却是距今 250 万年前后人类的出现。

人类起源一直被视作一个悬而未决的科学奥秘。宗教界提出的“上帝造人”、“特创论”和科学家提出的“由猿到人”、“进化论”各持所见，进行了长期、激烈的交锋。直到 1891 年在印尼爪哇梭罗河畔发现了 180 万年前的爪哇直立人化石，1929 年在北京周口店发现了 50 万年前的北京直立人（俗称北京人）化石，以后又在欧洲、非洲等地陆续发现了丰富的古人类化石，以可靠的科学依据揭示了人、猿同祖的事实。60 年代后期起开展的人类与黑猩猩、大猩猩血液蛋白质、遗传物质 DNA 分子等对比研究，也进一步证实了人与猿的亲缘关系，这一争论才以科学的胜利而告终。

劳动在从猿到人的转变过程中起了关键的推动作用。而早期人类自开始制造石器工具和学会用火起，就与动物界彻底分离，标志着生物圈演化史中最高级的智能圈和人类社会正式形成。



**图1—14　孔子鸟**

1亿4000万年前埋葬于一次突然爆发的火山灰中的一对雌雄孔子鸟（南京古生物研究所，2003）。

# 四、地质年代表

地球上生物界的演化遵循由简单到复杂，由低级到高级的不可逆前进过程，同时生物界能十分灵敏地反映地球表层自然地理环境及其演变特征，这又与地球各圈层自身的运动机制以及相互间的联系制约密切有关。因此，生物演化史能够详尽而有效地反映地球历史演化的客观自然阶段。

地质年代表（表1—4）就是根据生物演化的巨型阶段，将46亿年来的地球演化史划分为4个最高级别的地质年代单位，并由老到新分别称作冥古宙、太古宙、元古宙和显生宙。在显生宙中，还根据生物界的总体面貌差异，划分出3个二级地质年代单位：古生代（含早古生代、晚古生代）、中生代和新生代。在地质年代表中，最常用的地质年代单位是纪，每个纪的生物界面貌各有特色，例如震旦纪时伊迪卡拉动物群的爆发演化和集群绝灭，泥盆纪的生物登陆，侏罗纪的恐龙、裸子植物高度繁荣和第四纪的人类演化等。早期的地质年代表虽然在19世纪末叶就已经建立，但主要是依据生物演化的先后顺序来确

定相对的年龄早晚，整个地球历史演化持续的绝对年龄长短无法知晓。一直到20 世纪60—70 年代同位素年代学和天文地质学的巨大进展，人们才建立起地球已经存在 46亿年历史的概念。表 1—4 中注出了各个宙、代和纪的绝对年龄值，其中有的数值今后还可能发生一定调整。

表1—4　地质年代表（时间尺度未按比例）

| 宙 | 代 | 纪 | 代号 | 世 | 距今年数 | 生物的进化 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 显生宙 | 新生代 | 第四纪 | Q | 全新世 | 1 万 | 人类　现代动物<br>现代植物 |
| | | | | 更新世 | 250 万 | |
| | | 新近纪 | N | 上新世 | 500 万 | 被子植物和<br>哺乳动物时代 |
| | | | | 中新世 | 2 400 万 | |
| | | 古近纪 | E | 渐新世 | 3 700 万 | |
| | | | | 始新世 | 5 800 万 | |
| | | | | 古新世 | 6 500 万 | |
| | 中生代 | 白垩纪 | K | | 1.37 亿 | 裸子植物和<br>爬行动物时代 |
| | | 侏罗纪 | J | | 1.95 亿 | |
| | | 三叠纪 | T | | 2.30 亿 | |
| | 古生代 | 二叠纪 | P | | 2.85 亿 | 蕨类和<br>两栖类时代 |
| | | 石炭纪 | C | | 3.50 亿 | |
| | | 泥盆纪 | D | | 4.05 亿 | 裸蕨植物<br>鱼类时代 |
| | | 志留纪 | S | | 4.40 亿 | |
| | | 奥陶纪 | O | | 5.00 亿 | 真核藻类和<br>无脊椎动物时代 |
| | | 寒武纪 | ∈ | | 5.40 亿 | |
| 元古宙 | 新元古 | 震旦纪 | Z | | 6.50 亿 | |
| | | Pt | | | 10.0 亿 | 高级藻类<br>低等无脊椎动物<br>海生藻类 |
| | 中元古 | | | | 18.0 亿 | |
| | 古元古 | | | | 25.0 亿 | |
| 太古宙 | 新太古 | Ar | | | 28.0 亿 | 地球形成与化学进化期原核生物（细菌，蓝藻），（原始生命蛋白质）出现 |
| | 中太古 | | | | 32.0 亿 | |
| | 古太古 | | | | 36.0 亿 | |
| | 始太古 | | | | 46.0 亿 | |

（据国际地层学会 1990 年地质年代表资料绘编）

## 思考题



1. 按照物质密度大小，排出以下环境的顺序；a. 星系际空间，b. 太阳核部，c. 中子星，d. 地球海平面处的大气，e. 太阳系内行星际空间，f. 日冕，g. 银河系内星际空间。
2. 银河系内不同恒星的光谱有的呈红移，有的呈蓝移现象，是否意味着哈勃定律无效？
3. 论述白矮星、中子星和黑洞的形成条件和物理特征，并分析黑洞的奇点性质。
4. 宇宙中的化学元素是大爆炸时一次形成抑在天体演化过程中逐步形成？
5. 分析21世纪中开发近地宇宙的可能性和必要性，根据中国国情哪些应“有所为”、“有所不为”？
6. 客观分析地外文明探索的困难和意义，说明你持乐观、中立、或悲观态度的理由。
7. 地球圈层分异的进程和形成时间有什么依据，为什么迄今极少或找不到地球形成初期8亿年（冥古宙）的物质记录？
8. 生命的本质是什么？从非生命有机物质演化为原始生命的关键环节是什么？
9. 试说明古猿（动物）与猿人（早期人类）的根本区别和识别标志？
10. 如果将46亿年的地球历史比喻为1年，换算一下显生宙（动植物全面繁荣）和第四纪（人类演化）各占多少时间？

# 第二章 地球的物理性质和圈层结构

尽管今天人类已经可以飞向10亿km以外的土星，却不能钻透平均厚度只有33 km的地壳。尽管人类尚未穿越地壳，却能够大致推断出包括地核在内的地球基本物理性质。尽管地球的质量相当于$1.9824\times10^{24}$ t——即约2万亿兆头大象的重量，用曹冲称象的方法也解决不了，却有人于18世纪时坐在屋子里把它算了出来。

## 第一节 地球的密度和弹性

### 一、地球的质量和密度

要知道地球的密度，先要知道地球的质量。从牛顿第二定律 $F＝mg$ 和引力定律 $G＝fM/r^2$，可以得到地球质量应为 $M＝mgr^2/f$。式中 m 是受地心引力作用的物体质量，g 是重力加速度。故计算地球的质量只需要知道地球的半径 *r 和引力常数 f。前者要用到一个简单的几何原理，后者则需通过一个精心设*计的实验测算出来。

假定地球是一个圆球体，则计算地球半径的几何学原理是：一段圆弧的长度与其对应的圆心角成比例。当圆心角以弧度为单位时，这一比例的常数就等于圆的半径。如图2－1所示，在同一地理子午线上，取不同的两点A和B。A、B的距离即地表圆弧的长度。分别在这两处同时观测同一颗恒星并求出各点与天顶的角距离，其差就是圆弧的中心角θ。公元前两世纪，希腊的伊拉托斯森尼斯就是用这一方法计算了地球的大小，其误差和今天的卫星测量结果相比只有约15%。

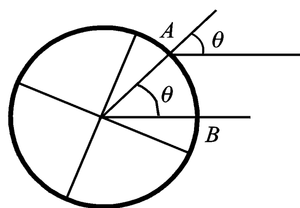



图2－1 计算地球半径的几何学图解

最早试图计算地球质量的是郝屯（J. Hutton）。他在山坡上测量悬垂的小物体偏离垂线的角度，先求出山体对物体的附加引力，再进而求解地球的引力。1798年，卡文迪什用更为精确的扭称法，求出地球的引力常数为$6.67\times10^{-8}$ $cm^3/(g\cdot s^2)$。这样就可以依据牛顿定律求出地球的质量了。现代计算地球质

量时，是以旋转椭球作为地球模型，并进一步考虑了地球内部温度、压力的变化和物质分布等因素，结合动力学分析，得到地球的质量为 $5.9472\times10^{24}$ t。

以计算得到的地球质量除以地球体积，算得地球的平均密度为 5.516 g/cm³。实际测量却表明，在地表出露的岩石中，砂岩、页岩和石灰岩等沉积岩的平均密度为 2.6 g/cm³，花岗岩的密度为 2.85 g/cm³，都远小于地球的平均密度。因此推断地球内部大部分物质的密度，都必须大于地球的平均密度。但它们具体的分布却是各处不同的，在本章的第五节中我们还要对其分布规律逐一进行分析。

## 二、固体潮与地球的弹性

在日月引潮力的作用下，海洋和湖泊有潮汐涨落。除此之外，类似现象也会出现在固体地球表层，称固体潮。用精密仪器可以观测到地球的固体表层也有和海洋潮汐相似的周期性升降现象，陆地表面的升降幅度因此可达 7～15 cm。当存在固体潮时，某一观测点的铅垂线方向和地面的倾斜会发生相应变化，但变幅不大，仅有千分之几秒角度。固体潮的存在说明固体地球具有一定的弹性，固体潮就是弹性地球在日月引力作用下发生的弹性变形。此外，由于地震波也是一种弹性波，地球能够传播地震波也从另一个侧面证实了地球是有弹性的。不仅如此，地球同时还具有一定的塑性——我们知道，地球在其自转的过程中逐渐演化成为一个旋转椭球体并保持下来，这表明看似刚体的地球实际上存在着永久性的塑性变形。在野外常常也可以看到，各种坚硬的岩石中往往发育有高度的弯曲甚至折叠现象，同样是岩石形成后在长期的地应力作用下再发生塑性变形的结果。

由于物质密度分布上的差异、弹塑性变形及自转的影响，地球的外表形态有点像一个不规则的“梨形”：根据人造卫星轨道参数分析，地球北极比标准的旋转椭球体要凸出约 10 m，南极则凹进约 30 m；北半球的中纬度区稍稍凹进，在南半球则稍稍凸出（图 2-2）。据此可有两点推论：①地球非严格的旋转椭球体；②这一不规则的形态表明地球内部物质在分布上具有显著的不均匀性。

海洋和固体潮汐的存在不仅使地球的整体形态发生变化，而且不断影响着地球的自转过程和运动规律。一方面，月球的吸积作用使地球自转轴的方向发生偏移，另一方面，日月潮汐引起的摩擦力使地球的自转速率越来越慢。从对珊瑚的研究发现，石炭纪时地球每年为 397 天，现在已减少到约 365 天。在遥远的将来，地球（和月球）的转速还会进一步减慢，直到逼近以 48 天为周期的极限自转状态。并且因为太阳潮汐的作用，月-地系统的旋转角动量变化将缓慢地传递给绕太阳的轨道运动，其长期作用的结果会使月球和地球发生相撞

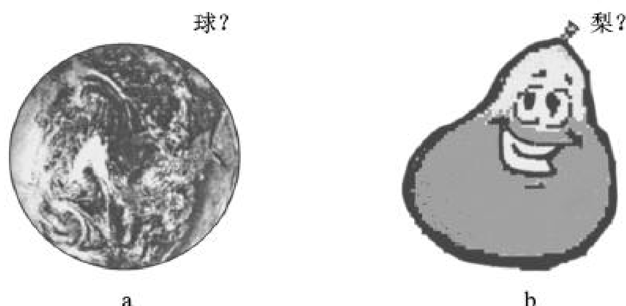



图 2－2　地球的表面形态与梨形的对比

a. 地球的卫星照片；b. 未按照地球比例的梨形

的趋势而最终结合为一体。

固体地球的弹性和塑性特点都是相对的，在不同的条件下有不同的表现。在施力速度快、作用时间短的条件下，地球往往表现为弹性体乃至类似于刚性体，岩层会因此产生弹性变形或破裂；反之，在施力速度缓慢，作用时间漫长的条件下，地球则表现出明显的塑性特征。比如在强烈构造运动期间，岩石经弯曲形成各种褶皱的现象，就是地球塑性变形的一种典型实例。

## 三、地球的振荡

由于具有弹性，地球作为一个整体在受激后能够产生无穷多种振型的自由振荡。图 2－3 显示了其中两类基本的振荡方式：周期性的涨缩振荡和扭转振荡。涨缩振荡是一种沿地球径向发生的自由振荡，它还可以进一步划分出三种不同的形式：n＝0 的相位代表整体地球作交替的压缩或扩张；n＝1 时两极扩张，赤道压缩；n=2 的相位则对应着两极压缩和赤道扩张。涨缩振荡可使地球的密度在一定程度上发生改变。

扭转振荡也称作环状振荡。与涨缩振荡的相同点在于：扭转振荡也是一种周期性振荡；不同的是后者是一种纯粹的切向振荡，没有沿地球径向的分量。因此地球作扭转振荡时一般不会发生密度的变化。在图 2－3 中，也描绘了三种形式的扭转振荡：n＝1 的相位表示地球作同向的扭转振荡，但各纬度线速度不同；n=2 表示地球运动分为两半且互作相反方向的扭转振荡；n＝3 则展示了地球分为三个部分，相邻部分的振荡方向两两相反。

作为一个弹性体，地球除了自由振荡以外，还存在着一种与外部引力无关的自由欧拉进动。为了将其与外部激发引起的强迫运动相区别，以发现者的名字命名为钱德勒晃动。钱德勒晃动源于地球自转轴与最大惯量轴之间的微小偏离（图 2－4）。在自转中地球的总角动量守恒，但因为物质分布和密度不均等因素的影响，地球同时也在晃动。这使得转动轴围绕最大惯量轴在地面上画

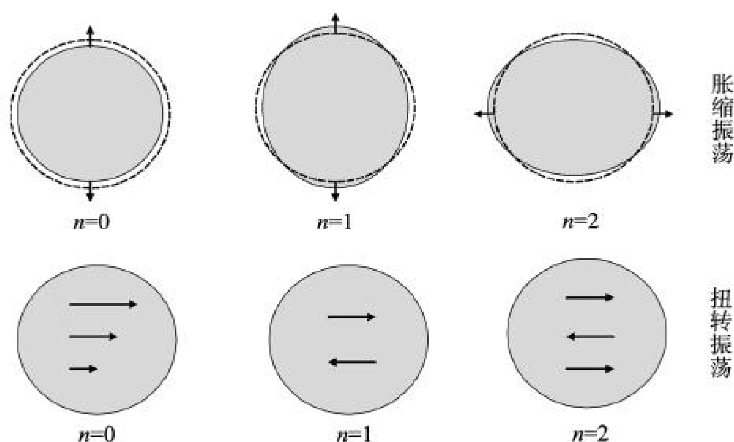



图 2—3　地球振荡的几种基本形式
上图：胀缩振荡，虚线代表正常地球轮廓；
下图：扭转振荡，箭头代表旋转矢量。

圆。由于地球自转轴在绝对方向上几乎是固定的，所以晃动呈现出周期性的变化，其周期约 430～435 天 （1.18 年左右），平均 （均方根） 变幅为 0.14 s （约 $6.8\times10^{-7}$弧度）。钱德勒晃动的激发机制被认为是一种综合作用，部分是固体地球与大气相互作用的结果，部分则有可能与大地震引起的壳幔物质重新分布相关。

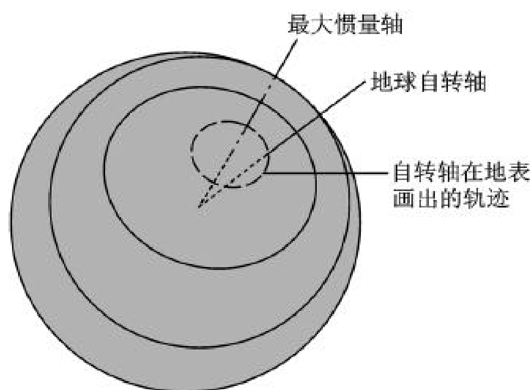



图 2—4　钱德勒晃动示意图

## 四、地球的黏性

从理论上讲，在一个完全弹性体中应该没有能量的损耗。因此，地震时除了面波因扩展而发生的几何衰减外，其它类型的地震波应该没有运动衰减。这样地球如果一旦发生某种形式的振荡，也就应该永远继续下去。但这一分析结

果与观察事实相矛盾，表明地球有一定的衰减存在，并非是一个完全的弹性体。此外在测地学研究中，发现位于北欧的斯堪的纳维亚半岛在现代发生了显著的地形回升（最大上升值达到每年1 cm）。其最大回升位置与第四纪最后一次大规模冰期——玉木冰期（距今5万—2万年）时的冰盖中心一致，回升的范围也和当时的冰盖范围相等。因此回升的原因显然在于冰盖的消失而使地表产生反弹，与地质构造无关。这进一步证实了地球具有一定的黏性特征。

# 第二节 地球的重力

## 一、地球上的重力分布

地球上某处的重力是该处所受到的地心引力与地球自转离心力的合力（图2−5a）。

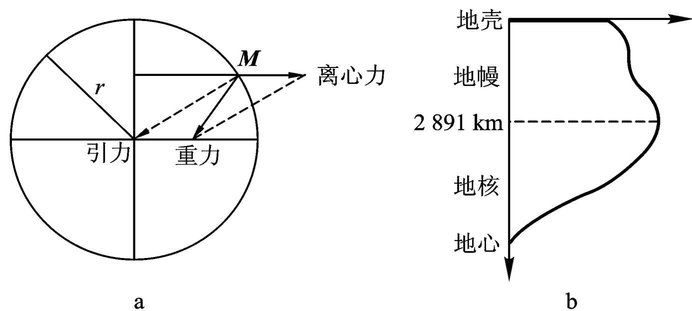



图2−5 地球的重力图解

a 地表M点的重力图解；b 从地壳到地心处的重力分布

根据牛顿定律 $G=fM/r^2$，重力加速度与地球的质量成正比，而与半径的平方成反比。因此地表的重力随着纬度值的增大而增加。测量的结果也表明，在赤道海平面上的重力加速度为978.031 8 $cm/s^2$，在两极地区的海平面上为983.217 7 $cm/s^2$。后者比前者增加了0.53%。同理，地表的重力加速度还随着海拔高度的增大而减小，两者之间呈反比关系。海拔高程每升高1 km，重力加速度就减少31 $cm/s^2$。而在地球内部，由于要同时考虑质量（密度）和半径两方面的变化，情况与地表还不尽一致。一方面，深度增加使半径减小，重力加速度增大；另一方面，随着深度增加，球内的质量也在减少（因为上部物质产生的附加引力向上），这导致重力加速度随之变小。因此在地球内部，重力究竟是变大或变小，取决于谁的影响占主导地位（图2−5b）。在地球的上部层位，由于地球物质的密度较小，引起的质量变化要小于半径变化造成的影

响，故重力随着深度的增加而缓慢增大，到2 891 km即核/幔界面达到极大值1 068 $cm/s^2$；在越过核/幔界面后，地球物质的密度变化造成的影响开始大于半径引起的变化，地球的重力也随之急剧减小；最后，根据球体公式 $V=4\pi r^3/3$ 和密度公式 $\rho=M/V$，通过简单的数学变换，可以将由牛顿定律所求出的地心处重力表示为

$$G=4\pi r\rho f/3 \tag{2-1}$$

从式中可以看出：因为地心处的半径 $r=0$，所以尽管在地心处的物质密度增加到最大值，地心处的重力仍递变为零。

进行重力研究时，将地球视作一个圆滑的均匀球体，以其大地水准面为基准，计算得出的重力值称作理论重力值。对均匀球体而言，地表的理论重力值应该只与地理纬度有关。但实际上，不仅地球的地面起伏甚大，内部的物质密度分布也极不均匀，在结构上还存在着显著差异。这些都使得实测的重力值与理论值之间有明显的偏离，在地学上称之为重力异常。对某地的实测重力值，通过高程及地形校正后，再减去理论重力值，差值称作重力异常值。如为正值，称正异常；如为负值，则称为负异常。前者反映该区地下的物质密度偏大，后者则说明该区地下物质密度偏小。地球物理勘探中的重力勘探方法，就是利用这一原理，通过发现各地的局部重力异常来进行找矿和勘查地下地质构造的。

## 二、重力均衡

100多年以前，在横穿北印度的大地测量中发现，喜马拉雅山引起的垂线偏差比假定它是个均质地球上的凸起要小得多。这一发现导致了对地壳均衡补偿理论的探索。按照重力均衡原理，在单位截面上，任一个垂直柱体中（无论其高低）的岩石总质量应该是一个常数。这个柱体以一个特殊的“补偿”面为基底，补偿面以下的物质处于均质状态。这样地壳的高度变化将以流体静力平衡的方式支撑着。问题在于：补偿面自身的形态又是怎样的呢？普拉特（Pratt，1854）和艾利（Airy，1855）分别提出了两种截然不同的模型（图2－6）。普拉特认为，地壳较高部分是由于它们具有较低的密度而受到抬升的结果。换言之，在补偿面以上各地的岩石密度是不同的。与这一认识对应，地下的补偿面应该近于处在同一高程上，故以这种补偿方式为基础的普拉特模型可以称作密度补偿模型（图2－6a）。与此相反，艾利认为，地球表层各处的物质组成是相同的，地壳和其下伏地幔的关系如同木块浮在水面上的关系那样：如果地表某处的高程比其它地区高出越多，它往下插的深度就会比其它地区大得越多；一般而言，如果某个地区的岩石块体显示出较高的地表高程，其地下的“根”也会比其它块体要向下扎得更深一些。艾利提出的这种补偿模式因此

被称作深部补偿模式。深部补偿模式预言的结果与许多地区的地震测深结果是一致的，即大陆地壳与大洋地壳的下插深度相比，要远远大于大陆与洋底之间的高程差（图2－6b）。但这并不等于说密度补偿模型是错的，因为现代研究表明，实际地壳均衡补偿过程比这两种理想模型都要复杂，应该是这两者按一定比例结合的结果。这意味着地壳确实存在着（如普拉特模型所指出的）横向物质分布的不均一性，但地表显示的陆洋地形高差，则部分是由密度补偿因素（约占37％）、部分是由深部补偿因素（约占63%）所共同造成的结果。

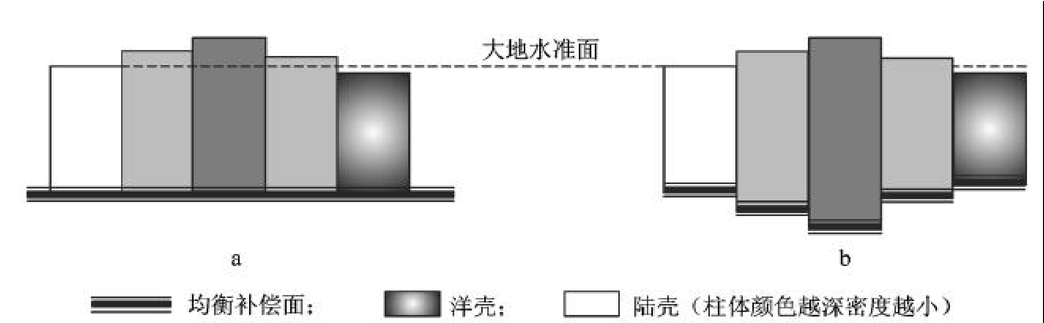



图2－6　两种不同的地球重力均衡模式

a. 普拉特密度补偿模式；b. 艾利深部补偿模式；

## 三、地球的压力

地球的压力是一个与重力直接相关的地球物理性质。地球某处的压力是由上覆地球物质的重量产生的静压力。静压力的大小与所处的深度、上覆物质的平均密度及重力加速度呈正相关关系。但由于物质的密度随深度的增加是一种非线性递增的关系，压力－深度图也不是一条直线而是一条曲线，在地球表层、地壳和接近地心附近时压力增长较平稳，在下地幔和外核部分增长得较快（图2－7）。利用密度分布的规律来估算地球内部的压力状况，以截面为1 $cm^2$ 的岩石柱作为压力的计算表示法，可得

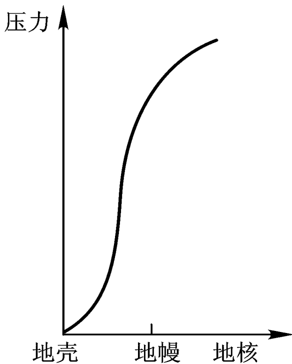



图2－7　地球内部压力分布曲线

$$p = h\rho / 100$$

（p——压力；h——深度；ρ——密度）　　（2－2）

利用此 $^5$ Pa 增加到0.6×$10^9$ Pa；到670 km处，压力增大到24×$10^9$ Pa；到2 891 km时，压力增大到约136×$10^9$ Pa；最后在6 371 km即地心处，压力会上升到最大值364×$10^9$ Pa。

## 第三节 地球的磁场

### 一、地球磁场的基本特征和地磁要素

固体地球是一个磁性球体，有自身的磁场。根据地磁力线的特征来看，地球外磁场类似于偶极子磁场即无限小基本磁铁的特征（图2－8a）。但其磁轴与地球自转轴并不重合，而是呈11.5°的偏离。地磁极的位置也不是固定的，它逐年发生一定的变化。例如磁北极的位置，1961年在74°54′N，101°W，位于北格陵兰附近地区，1975年已漂移到了76.06°N，100°W的位置。

将地磁场比作偶极子磁场的说法中，隐含着地磁场是永久不变的这一假定。但实际上不仅磁极在不断发生摆动，从发现地磁场以来，人们还逐渐发现了磁偏角在几十到几百年的时间内，大致沿着纬线方向平稳地向西移动，这一性质被称作地磁场的向西漂移。地磁场漂移速率可以达到约每年0.18°，绕地球一圈大致需要1800年的时间。除了地磁场的这种较长期的变化外，地磁场还有时间尺度更短的昼夜变化，取决于地球表面相对于太阳位置的昼夜变化。在一天之内，地球表面的磁极所发生的位移因此可达其平均位置的100 km。由于地磁场的这种昼夜变化，磁极在图上往往不是用点来表示，而是用一个圆圈来代表其所在的空间范围。

地磁力线分布的空间称作地磁场，磁力线的分布情况可由磁针的理想空间状态表现出来（图2－8b）。由磁针指示的磁南极和磁北极，为磁子午线方向，其与地理子午线之间的夹角称磁偏角（$\beta$）。磁针在地磁赤道上呈水平状态，由此向南或向北移动时，磁针都会发生倾斜，其与水平面之间的夹角称作磁倾角（$\theta$）。磁倾角的大小随纬度增加，到磁南极和磁北极时，磁针都会竖立起来。地磁场以代号 $F$ 表示，强度单位为（A/m）。地磁场强度是一个矢量，可以分解为水平分量 $H$ 和垂直分量 $Z$。地磁场的状态则可用磁场强度 $F$，磁偏角 $\beta$ 和磁倾角 $\theta$ 这三个要素来确定。

在野外地质观测中，常常要用罗盘测量地形方位。因为磁子午线与地理子午线之间存在着方位差，罗盘测得的方位实际上是地磁场的方位。因此，需要事先根据各地不同的磁偏角，调整好罗盘后，才能正确地测定地理方位。我国位于北半球的东部，各地的磁偏角都是西偏，故必须将罗盘指针向西调一定的角度才能使用。

地磁场的偶极特征也取决于磁力线从一个磁极到另一个磁极的闭合特征。在地球表层，这一闭合结构形成了一个磁捕获系统，捕获了大气圈上层形成的

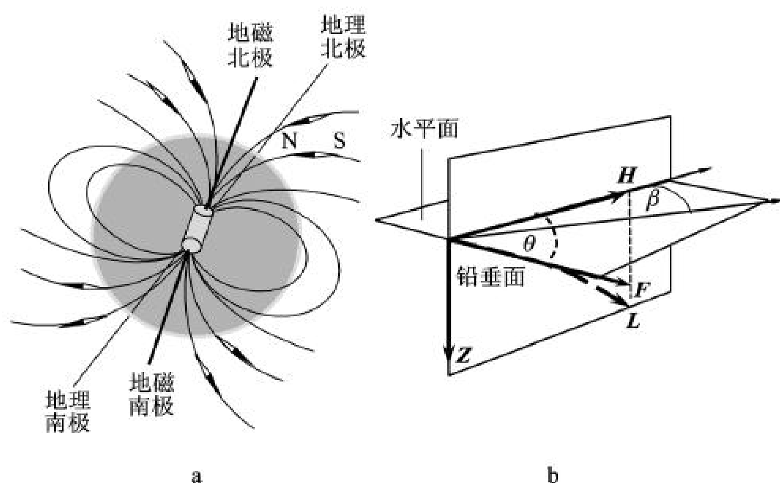



图 2–8　地磁场及其基本要素

a 地磁场的偶极子场模型；b 地磁要素

*L*——*地磁力线*；*F*——*总地磁场强度*；*H*——*地磁场水平分量*；

*Z*——地磁场垂直分量；*β*——*磁偏角*；*θ*——磁倾角。

带电粒子而构成一个环绕地球的宇宙射线带，称作范艾伦带。范艾伦带的影响范围可达地面65 000 km以上。由大气层上部约100～150 km处气体发光而形成的极光，就是范艾伦带中的气体分子受电磁扰动的产物。沿着范艾伦带，极光可以在不到1秒钟的时间内从一个受扰动的极区于瞬间传到另一个扰动极区，因此极光的爆发在北极区和南极区几乎是同时发生的。

磁暴是一种急剧的地磁场变化现象，也是一种危害性很大的灾害性自然现象。在发生磁暴时，不仅地磁场要素会发生激烈的跳跃式变化，还会使电力线受到破坏、通信线路和信号中断、变压设备发生故障、绝缘电缆被击穿等。一般认为，磁暴是受太阳活动所引起（见第一章）。但在发生磁暴时，感应的环形电流不仅出现在电离层中，也会出现在地球内部。在磁暴的影响下，地球内部出现的这种深部电流，称作大地电流。大地电流可以被用于研究地球内部的各种相关物理特征。如岩石圈各层的导电率及地内的压力和温度等。

在世界范围内选择若干个地磁测站，测量该处的地磁要素数据，然后推算出世界各地的基本地磁场数据，并以此作为地磁场的正常理论值。在实际工作中，会发现某地区实测地磁场要素的数据与正常值有显著的差别，这种现象称作地磁异常。和重力异常类似，如果差值为正，称正异常；差值为负时称负异常。一般情况下，正异常多是由于地下赋存着高磁场性的矿物或岩石，如磁铁矿，镍铁矿和超基性岩类等。负异常则多由地下赋存的石油、盐矿、铜矿和花岗岩等低磁性或反磁性矿物或岩石引起。根据这种认识，利用地磁异常来寻找

地下矿产和了解深部地质构造等情况的方法，称为磁法勘探。这种方法不仅可以在地面上操作，还可以利用飞机和卫星等各种不同的飞行器在高空进行。

## 二、地磁场起源的成因假说

地球磁场的成因至今还没有最终的定论。在地球科学上，产生过各种猜测和假说，其中较重要的有三种，包括铁磁体假说、热电假说和双圆盘发电机假说。

### (一) 铁磁体假说

由于地核基本上是由铁磁体（铁和镍）所组成的，地核的这种特有成分及其球状对称的形态是铁磁体假说的基本依据。按照这一假说，地核因其组成而自然成为一个磁化体，由此也就决定了地球具有偶极特征的磁场。但这一假说面临着一个无法解释的困难，即地核内的平均温度远远超过了任一种铁磁性物体的居里点，所有的铁磁性体都将在这一温度下转变成顺磁性体而丧失其磁性。因此由于地核的金属成分而自然形成地磁场的可能性不大。

### (二) 热电假说

这一假说首先考虑到地磁要素具有快速变化的特点（比如向西漂移的周期不超过 2 000 年），肯定了地磁场与地壳和地幔过程无关的推断。这是因为，地壳和地幔主要呈固态的特征，决定了其中的各种过程具有漫长的地质时间尺度，不可能出现几十或几百年尺度的明显变化。但地球外核为液态，它所具有的流动特征使之能够快速反应外部的激励和变化，从而能够和地磁场的短尺度变化相吻合。从这一点出发，热电假说提出地磁场具有电性。但要形成今天的地磁场，需要约 $10^9$ 安培的电流强度。而要在地核中形成电流，必须借助于热电效应，即：由于外核物质的热对流而在边界处产生电流，并进而产生磁场。热电假说虽然克服了居里点造成的困难，却产生了新的问题，即这种机制难以形成具有偶极特征的磁场，并且至今也未能获得确切的证据，以证明这种机制能产生足够强大的电流并形成地磁场。

### (三) 双圆盘发电机假说

是目前获得最多支持的假说。其主要原理如图 2－9 所示。

当两个圆盘在弱的外部磁场中旋转时，与轴和外缘相交的两根导线的回路中产生方向相反的两种电流 $I_1$ 和 $I_2$。这两种电流形成磁场而极性相反，其强度会明显地超过外部附加的初始磁场强度。圆盘旋转频率的差异造成一种极性的场占优势，当频率比值改变时，便出现磁场反转。根据双圆盘发电机假说，在地核中这两种方向相反的电流，可由液态外核物质的热对流（混合作用）产生，这种对流可以引起液态地核表层旋转减慢（相对于地幔底面而言），引起磁场异常向西位移。这为地磁场的西向漂移现象提供了理想的动力学解释。

双圆盘发电机模式的作用原理是以自激为前提的，即液态外核表面上的对流流动，导致封闭的螺旋式环形电场的形成。尽管它可以一般地解释至今所知的地球磁场的各种特点，但这并不意味着地磁场的成因问题已经彻底解决了。因为发电机模式是以假设外核中有热对流存在为基础的，后者又基于地核对地震横波的屏蔽能力——外核呈液态——的推断。但无论是外核的液态还是其中的热对流，至今也仅仅是一种推断。因此，最后解决地磁场的起因问题还需要进一步的努力。

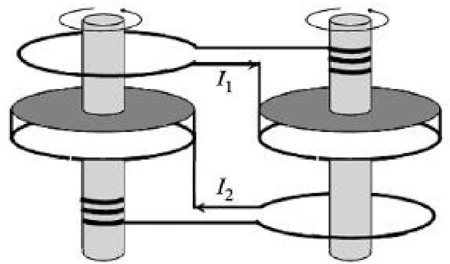



图2—9　双圆盘发电机原理示意图

## 三、地磁场反转与大陆漂移

现在地球磁场的强度约为 $M=81\,025$ cgs 电磁单位。这一磁矩的大小每100年间约减少5%。按此趋势，在2 000年后，地球的磁矩应变为零。然后地磁场有可能发生反转。在地球的磁场中，像这样存在着以数千年时间为周期的变化称为长期变化。向西漂移就是一种长期变化。与它们相反，前述地球的昼夜变化和磁暴等现象，都是短期变化。

磁场的存在会导致岩石发生磁化，而磁场的变化会在磁化的岩石中留下记录。岩石磁化的方式则随岩浆岩、变质岩和沉积岩等岩石类型的不同而异。比如，熔岩从地下喷出时的温度是在磁性物质的居里点以上，然后在熔岩冷却的过程中，磁性矿物沿着当时当地的磁场方向被磁化。这种当岩石冷却时所获得的磁性称为热剩磁。一般情况热剩磁是稳定的，在此后即使岩石所在地的外部磁场发生变化，也不会使热剩磁发生变化。沉积岩中的颗粒在已经磁化的情况下，在沉积过程中，也会沿着当时当地的地磁场方向平行排列，形成沉积岩中的剩磁。此外如砂岩中的磁性矿物以化学方式析出，后者的磁性也会具有和当地磁场平行的性质。

由于具有不同的剩磁特征，岩石成为研究古磁场的特殊“化石”。从对岩石的磁性、特别是对它们剩磁方向的研究，可以弄清楚岩石磁化时在地球上的位置。所以将依据岩石磁性来研究地史时期地磁场的状态、磁极变化和大陆漂移的学科称为古地磁学。在古地磁学中假定，无论在什么地质时代，地球的磁场都是偶极子型磁场。并且磁偶极子的轴与地球自转轴向一致。

虽然现代的地磁场不完全是磁偶极子型磁场，地磁极与地理极的位置也有所偏移，但从最近几十万年间的古地磁学资料所确定的各时代的磁极位置来看，它们均散布在现代地球自转极的周围，这表明地磁极与自转极之间在很大

程度上应当是一致的。

古地磁研究在板块构造理论的兴起和确定过程中起了十分关键的佐证作用。在地磁极与地球自转极性一致的前提下，某地的磁倾角 $I$可以由该点的纬度角来确定。两者之间的关系为

$$\tan I=2\tan\theta \quad (2-3)$$

如果大陆是固定不动的，从各大陆的古地磁学资料中就可以确定地球自转极随着时间流逝而发生的移动。从理论上讲，自转极移动曲线只可能有一条，因此无论在哪个大陆上所确定的地球自转极移动曲线都应该一致。但实际上，不仅每个现代大陆计算的结果大不相同，同一大陆内部的不同地区也有明显的差异，这只能是因为各大陆曾发生过不同程度、不同方向的聚散和漂移所致（见第十一章）。

地磁极不仅曾发生过漂移，还出现过反转——即南、北极互相颠倒的现象。在距今大约100万年前的第四纪，地磁场的方向和现在完全相同。与之相应，这一时期称作地磁场的正向期。但比其更早的时代，通过对岩石磁法研究的结果，发现其磁化方向多数与现代地磁场的方向相反，因此也称为反向期。正向期和反向期在地球历史上交替出现，表明地史时期中曾有过多次地磁场反转事件。图2－10中记载了400万年以来的10次地磁场反向事件。对从距今8 000万年以来的古地磁学研究发现，地磁场的反转大约平均每40万年就要发生一次。

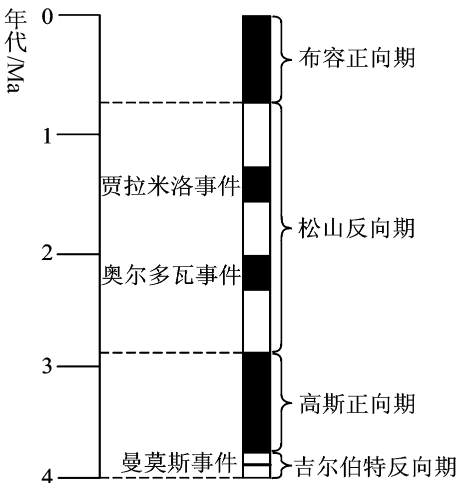


图2－10　距今4 Ma以来的磁场变化

地磁场反转的机制也可以用双盘发电机产生的偶极子型磁场进行解释。在由磁场产生电流的过程中，偶极子场一面保持同一方向，一面慢慢地减弱，直到偶极子的磁矩减少为零，随之产生反向的偶极子磁场。理论计算表明，地球磁场由一个方向变为另一种方向所需的时间大约为1万年左右。并且，可以用$J/J_0$值——即岩浆岩的天然剩余磁化强度与岩石在现代地磁场中的热剩余磁化强度比值——来推算过去地磁场的强度。研究表明，在2 000年前的古地磁场强度约为现代的1.5倍，此后磁场强度以每100年5%的比率单调地减小，并且还将在今后一段时间内持续下去。

## 第四节　地球内部的圈层结构和圈层耦合

地球外部的圈层包括大气圈、水圈和生物圈。在本节稍后我们可以看到，地球外部圈层之间的过程有许多属于短时间尺度的地球过程。在地质科学中，更关心的是地球内部的圈层结构，即地球的长时间尺度过程，即固体地球过程。因此本节我们将主要介绍地球内部的圈层结构和圈层相互作用——圈层耦合。

### 一、地球内部的圈层结构

本章第一节提到，地球的密度和重力等性质从地表到地内深处，并非是均匀变化的，而是有几处重大的突变现象存在。因此地球内部的物质分布究竟能否根据物性差异而划分为不同的圈层，就成为一个引人注目的问题。

目前世界上最深的钻孔仅达到约 12 km 深度，略大于地球平均半径 6 371 km的 2/1 000。因此，对地球内部物质的研究主要依靠各种间接的手段和依据。如通过对大量陨石的成分和结构的鉴定和对比，通过对重力、地磁、地电、地热及地震波的研究所得到的信息进行分析等。其中由地震波提供的信息最为重要。

地震波速度的大小与传播介质的密度和弹性有关，理论上它们之间的关系应为

$$V_P^2=\frac{K+(4/3)\mu}{\rho},\quad V_S^2=\frac{\mu}{\rho} \tag{2-4}$$

（$V_P$ 为纵波速度；$V_S$ 为横波速度；K 为介质的体变模量；μ 为切变模量；*ρ为介质密度*）

这表明在一般情况下，弹性波的传播速度与物质的密度值 ρ 成反比。但对于地球内部进行的实际测量则不然。原因在于随着深部压力的增加，物质常数 *K 和 μ* 的增加都快于物质密度的增加。因此实际上大多数岩石都表现出密度与弹性波速成正比的特征。测试结果表明，密度的波速两者的经验相关实际为：

$$\rho=0.27V_P+1.07 \tag{2-5}$$

地震发生后，设置在全球各地的地震台站先后接收到穿过地球传来的地震纵波（或 P 波，$V_P$）、横波（或 S 波，$V_S$）及沿地面传播来的衍射波（或 M 波）。经过计算，可从中得到地球内部不同深度下的地震波速，进而推断出相关的物质密度分布规律（图 2-11）。

根据地震波在地球内部不同深度下传播特征的变化情况，结合实验岩石学

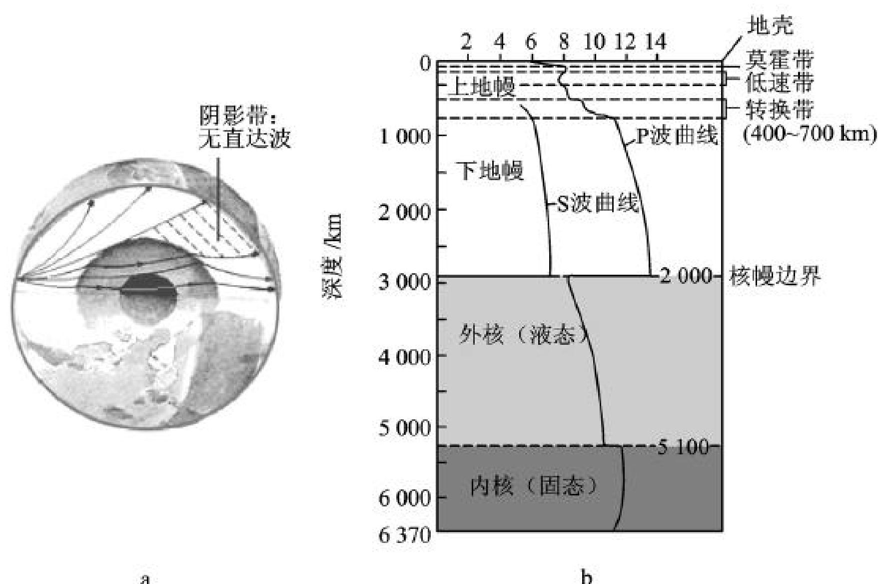



**图2—11 地球内部的地震波结构和地球内部密度分布图解**

a 地震压缩波在地球内部传播的路径。当通过不同介质时，地震波会发生一定程度的折射和弯曲现象，并因此在地球另一侧出现一个地震波无法直接到达的屏蔽区——阴影带。这些都成为推算地球内部密度分异的重要依据；b 推断的地球内部密度分布结构

的测试资料，地学家发现了不同的波速与密度界面。以此为基础推算了地球内部的密度分布状况（图2—11），进而分析了地球内部的圈层结构和物质分布的基本特征。20世纪70年代后期，国际地球物理联合会提出了一个初步地球参考模型（PREM），对地球内部的圈层进行了具体划分（表2—1）。

如图2—11和表2—1所示，根据地球内部波速和密度的分异，首先可将其划分出三个一级圈层，即我们已经提到的地壳、地幔和地核，这也是地球内部物性及化学组分最主要的分界单元。其中，地壳和地幔之间的分界面称作莫霍面，平均深度33 km；地幔和地核之间的分界面称作古登堡面，深度2 891 km。这两个界面上下的物质，无论在化学组成、物质状态和物理性质上，都有重大区别。根据在这些方面更细致的分异特征，可以再从整体上将地球内部划分为七个二级圈层，从地表向地球深部依次为A（地壳）；B，C，D（地幔）；以及E，F和G层（地核）。进一步地，大陆地壳还可再分为上、下地壳两层，即$A_1$和$A_2$；在地幔的B层中则包括三个三级分层：$B_1$、$B_2$（为地震波低速层，故推断为熔融状态。也称软流圈）和$B_3$；D层中也包含着两个三级分层，依次是D′和D″层。

表2—1　地球内部主要物理性质和圈层划分表

| 圈层 | | | | | 深度/km | $V_P$/km·s$^{-1}$ | $V_S$/km·s$^{-1}$ | 密度/g·cm$^{-3}$ | 特征 | 其它 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 名称 | | | 代号 | | | | | | | | |
| 地壳 | | 上地壳 | A | $A_1$ | 陆壳 洋壳 15；0—2 | 5.8 | 3.2 | 2.65 | 固态，陆壳区横向变化大，许多地区夹有中间低速层 | 岩石圈 | 构造圈 |
| 地壳 | | 下地壳 | A | $A_2$ | | 6.8 | 3.9 | 2.90 | 固态 | 岩石圈 | 构造圈 |
| 地幔 | 上地幔 | 盖层 | B | $B_1$ | 33；12 | 8.1 | 4.5 | 3.37 | 固态<br>——莫霍面—— | 岩石圈 | 构造圈 |
| 地幔 | 上地幔 | 低速层 | B | $B_2$ | 60～200 | 8.0 | 4.4 | 3.36 | 塑性为主 | 软流圈 | 构造圈 |
| 地幔 | 上地幔 | 均匀层 | B | $B_3$ | 220 | 8.7 | 4.7 | 3.48 | 固态，波速较均匀 | 中间圈 | |
| 地幔 | 过渡层 | | C | | 400<br>670 | 9.1<br>10.3 | 4.9<br>5.6 | 3.72<br>3.99 | 固态，波速梯度大 | 中间圈 | |
| 地幔 | 下地幔 | | D | D′ | 2 891 | 11.7 | 6.5 | 4.73 | 固态，下部波速梯度 | 中间圈 | |
| 地幔 | 下地幔 | | D | D″ | | 13.7 | 7.3 | 5.55 | ——古登堡面—— | 中间圈 | |
| 地核 | | 外核 | E | | 4 771 | 8.0<br>10.0 | 0<br>0 | 9.90<br>11.87 | 液态 | 内圈 | |
| 地核 | | 过渡层 | F | | 5 150 | 10.2 | 0 | 12.06 | 液态，波速梯度小 | 内圈 | |
| 地核 | | 内核 | G | | 6 371 | 11.0<br>11.3 | 3.5<br>3.7 | 12.77<br>13.09 | 固态 | 内圈 | |

（据“初步地球参考模型（PREM）”改编）

地球内部圈层的形成，一般认为是由于地球内部加热、原始物质分异和分层作用共同产生的结果。在最初的时候，地球上的原始物质熔离出重金属铁和镍，后者下沉形成地核。当它们熔离出去以后，残留的物质以橄榄石＋辉石为主形成地幔岩，组成现代的地幔。地幔是地球体积和质量最大的一个圈层，具有相当复杂的成分。地幔除了上部有一层软流圈是熔融态外，其余部分主要是固态的。地幔物质的分异作用今天仍在继续进行：对压力和温度变化的分析结果表明，在B层内还在发生玄武岩的熔离作用，这个熔离带成为软流圈（即$B_2$层）的主要组成部分。此外，当较轻的玄武岩熔出并上升到地壳中后，上地幔B层的物质组成中失去了部分二氧化硅，这一部分的地幔岩从成分上相当于组成上地幔的超基性岩石。上地幔的玄武岩与超基性岩的分界，具有物质性质（密度和弹性波速）显著变化的特征，而且对应于波速突变界面莫霍面。此外，分异作用不仅涉及到古登堡面，也涉及到其下伏的C层。

地壳也是地球分异作用的结果。玄武岩是由软流圈中的地幔岩分熔出来的，然后呈巨大的熔融状岩流上升到地壳中，成为地壳的重要组成部分。在接近地壳底部时，这类岩体便成为地球表面各种地质活动的发源地。“固定”在地壳底部的熔融状岩流称作玄武岩的底侵作用，它使地壳下部物质加热和熔

化，形成地壳中主要的长英质岩浆源（见第十三章）。

根据陨石学研究，推断地核所具有的铁镍成分，应该近似于一种铁陨石——古橄铁镍陨石。对金属进行的冲击压缩实验结果则表明，外地核（E层）处于液态或极为接近于液态，而且除了铁镍成分外，还含有氧化铁；在这种情况下，铁镍熔浆的成分不超过84%～92%。在深度为4 900～5 150 km范围内的过渡带（F层），推断主要是由二硫化铁，也即古橄铁镍陨石特有的化合物所组成的。有关内核（G层）的资料最少，但从各种地球物理分析的结果来看，它显然是由铁镍合金组成、并且是固态的。

在地球内部不同深度，对其物相组成的研究还发现了一些重要的物质相变现象，它们也成为检验圈层结构划分方案的重要依据（表2—2）：

表2—2　地球内部不同深度的物相组成

| 深度/km | 压力/GPa | 物相组成 |
| --- | --- | --- |
| 地壳内部 | <0.9 | 各种岩石不同分布格局 |
| 33 | 0.9 | 橄榄石（$Mg_2SiO_4$），石榴石（$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$）四配位 |
| 100～150 | 3.1～6.5 | $Mg_2SiO_4$，$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$稳定或含$H_2O$，部分熔融软流体液态 |
| 220 | 10 | 斜方$Mg_2SiO_4$→β$Mg_2SiO_4$亚稳相 |
| 400 | 14 | 斜方$Mg_2SiO_4$→β$Mg_2SiO_4$→γ尖晶石相$Mg_2SiO_4$（立方） |
| 670 | 25 | $Mg_2SiO_4$后尖晶石相<br>$Mg_2SiO_3$，$Mg_2SiO_4$，$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$向钙钛矿相转变$SiO_4$→$SiO_6$六配位 |
| 1 000 | 39 | 斜方（假立方）钙钛矿相硅酸盐→四方结构→密排六方结构（立方结构？） |
| 2 900 | 137 | 氧化物四方结构→密排六方结构→立方结构$SiO_6$六配位 |
| 5 080 | 317 | FeH，FeS液态外核界面 |
| 6 371 | 364 | 固态Fe（Si，S，H）内核 |

（引自熊大和，1996）

20世纪80年代以来，对地球内部结构的研究又有了很多新认识。比如，过去被认为是处处连续，横向均一的莫霍面，最新的研究结果表明并非如此。莫霍面不仅存在着明显的横向不均一性，在一些地方如造山带的下面甚至有可能出现多层。更有甚者，有人还提出莫霍面是一个动态的概念：在造山运动后，因为地壳均衡等因素的影响，早期形成的莫霍面还有可能逸走乃至消失。和这一新的认识相联系，人们还发现大陆地壳的垂向分异程度也超出了过去的推断。根据物质组分、结构和运动规律的差异，大陆地壳更合适的划分方案应以分为上、中、下三层结构。此外，在1999年，美国地学家通过高精度的地

球内部测深资料，研究得出了地球内核的顶层也有可能是液态的结论。

如果仅就整体结构特征来看，地球既非“球”，也非“梨”，而是和一个煮熟的鸡蛋差不多（图2—12）。地壳可以比作蛋壳，壳下的一层薄膜类似于软流圈；地幔好比蛋白，而地心则如同蛋黄一样位居地球的中央。

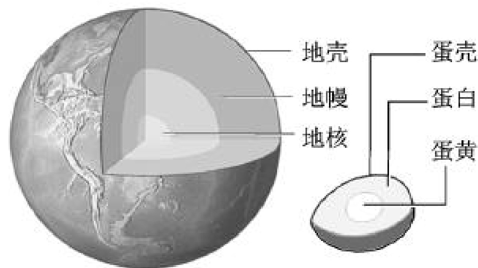



图2—12 地球的内部结构像个煮熟的鸡蛋

## 二、壳—幔耦合

上一小节中提到的地球的各个子系统之间存在的相互作用，在很大程度上体现为地球圈层间在物质和运动方面的耦合过程，即圈层耦合。就长期尺度的全球变化而言，壳—幔之间的物质交换和动力反馈是一种重要的内因，并且也集中体现了圈层耦合的基本特征。如图2—13所示，壳—幔耦合引发的板块运动过程可以用两个构造模型进行解释。

图2—13a称板块运动的威尔逊模型。在一个由此模型驱动的板块运动旋回中，岩石圈板块的运动是由分层发生的上地幔对流过程所驱动的。上、下地幔内部的热对流各自相对独立，除了在两者的界面之间存在着能量交换外，在上、下地幔之间基本上没有明显的物质交换过程。地幔热柱产生于上下地幔的分界面上，形成洋底高原，推动岩石圈板块由大洋中脊处向岛弧—海沟处漂移。同时将一部分地幔物质带入到大陆和大洋板块中，从而也改变了地壳的物质组成。但观察资料——尤其是地球化学元素分析显示出，壳—幔之间的物质和动力交换过程在规模和程度上都要大于单一的地壳——上地幔耦合方式，但又小于全地幔尺度的整体热对流所应该导致的结果。因此另一种修正的“主翻涌”模式（main overturn model）被提出来解释观察资料与威尔逊模型之间的矛盾。如图2—13b所示，俯冲的地壳冷物质下沉并越过上、下地幔之间的界面（660 km深度），压迫和推动产生于下地幔与外核界面（2 900 km深度）处的热柱向上到达上地幔上部的岩石圈底部，再推动岩石圈板块的运动并实现壳—幔—核之间的物质交换过程。

主翻涌模式的要点是发源于核—幔边界处的超级地幔柱（或称超地幔柱）。它因受热而激发，上升近3 000 km到达岩石圈底层，烧烤、撕裂并推动板块运动。已经有地球物理证据支持在现代南非的地下深部，存在着一个巨大的超地幔柱，为这一模式提供了有力的佐证。但是超地幔柱因何而生，因何而亡，现有的还不能让人满意。在第十一章中，我们提出了一个修正的模型，试图对这一问题作进一步的讨论。

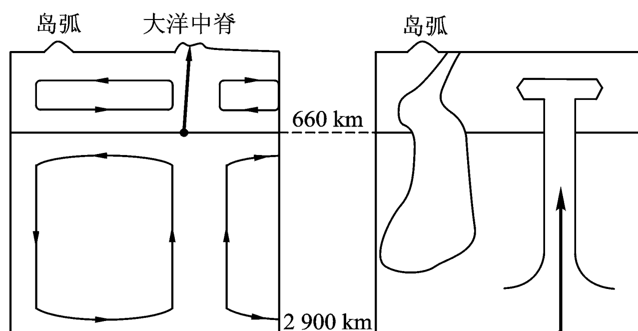



图 2—13　两种基于圈层耦合的全球构造模型

a. 威尔逊模型；b. 主流翻涌模型；箭头示对流方向，
后端黑点示幔柱发生部位。据 Stein (1994) 简化

## 三、地核差异旋转

地球内、外的各个圈层之间不仅有着互相耦合，协同演化的一面，也有相对独立，差异运动的一面。其中，作为地球内部驱动源的地核，尽管其物理性质和运动特征历来为人们瞩目，但很少有人想到它的旋转与整体地球会不相一致。

直到 1983 年，Poupinet 等发现内核中的地震波传播在沿自转轴方向的波速要大于其它方向，从而对长期认定的均匀球状内核模式提出了质疑。在这一研究的带动下，Woodhouse 等于 1986 年进一步发现了在地球内核中，地震波速的传播是轴对称各向异性的，并由此提出了内核各向异性对称轴（亦即后来所称的内核快轴）的概念。

此后相关的研究成果此起彼伏，层出不穷。其中最为重要的，有苏维加等在 1995 年发现这一对称轴与地球的自转轴不仅不重合，而且两者的夹角还在不断变化。宋晓东等在 1996 年发表的内核差异旋转研究成果，估计地球内核每年自西向东较外核多旋转 1.1°，自 1990 年到 1996 年累计已多转 1/4 圈多，引起国际学术界关注。综上所述，人们认识到：由于地核快轴对于内核自身而言，在短期内不应有明显的变化，它与地球自转轴之间这种 10 年尺度的夹角变化就只能来自内核的整体旋转。换言之，这种变化的起因应该是地核与整体地球之间存在着旋转速度上的明显差异。因此，只要能够把握内核快轴随时间的变化规律，就能确定内核相对于壳幔等其它固体圈层的差异旋转速率。目前不同学者分别处理了不同的地震走时资料，估算出内核由西向东的差异旋转速率约在 1.1～3.2°/年之间，从而揭开了研究地核差异旋转及意义的序幕。尽管内核差异旋转的机制还没有最后认定，但这一发现对于认识地球的深部动力过

程提供了极好的机会和手段，具有重要的意义。

## 第五节　地球的能量和地震

### 一、地球的驱动力和地球过程

从17世纪牛顿提出力学三定律，建立了包括地球转动和日月潮在内的行星动力学起，郝屯（18世纪时建立了地质时间，推断了地球内部热机的存在）、莱伊尔（于19世纪建立了一个动力学研究方法，并据此提出了著名的均变论）、达尔文（将莱伊尔的研究方法与生物变化的原始观测相结合，建立了生物进化论）相继成为推动地球科学发展的领军人物。但其相关研究无不侧重于某个相对独立的方面。只是到20世纪80年代以来，人们才开始日益深切地意识到：地球是一个有层次结构、各部分相互联系、并相互制约的整体，存在着全球尺度的、错综复杂的相互作用和相互影响过程。这一认识的产生和相应研究的兴起，最终促成了地球系统和全球变化概念的形成。

从地球系统科学出发，一个基本的观点是：地球系统的自然驱动力是内、外两部发动机联合作用的结果。其中，外部发动机指太阳能，内部发动机则是指地球内部的各种能量。此外，可以将地球系统的演化过程或全球变化过程划分为长期（几千年至几百万年）过程和短期（几十年至几百年）过程。如图2－14所示。

图2－14a展示了在地球的长期变化过程相互联系的组成部分及它们之间的相互作用流程。太阳驱动过程、地幔和地核过程分别从内、外两方面同时推动板块构造运动，后者因此在以百万年为特征时间尺度的长期演化中，完成造山、大陆增生、海底扩张和陆洋转换等一系列全球空间尺度的地质和全球变化事件。这些事件的结果又反馈、影响到地球内部和外部两个发动机的运转状态和演化规律。如在古—中生代时期，主要由地幔热过程推动了全球大规模的板块运动，最终形成了联合古陆（Pangea）。后者又反过来促进了当时的古地磁场异常、地核偏移和地幔热结构的长期变化，导致了全球气候异常，同时还诱发了一系列突发性事件，就是这种相互作用的一个重要实例（参见第十一章）。

短期全球变化指时间尺度为几十到几百年的变化，由四个相互作用、相互依存的子系统相互关联形成（图2－14b）。除时间尺度外，短期变化和长期变化事件的区别还在于：在短期变化过程中的各个子系统之间，所有作用都是相互即双向进行的，每一个环节既是作用者，又是被推动者，这成为短期全球变化过程中最重要的基本特征。它们之间的具体作用方式和结果，在后面各章节

中有具体介绍。

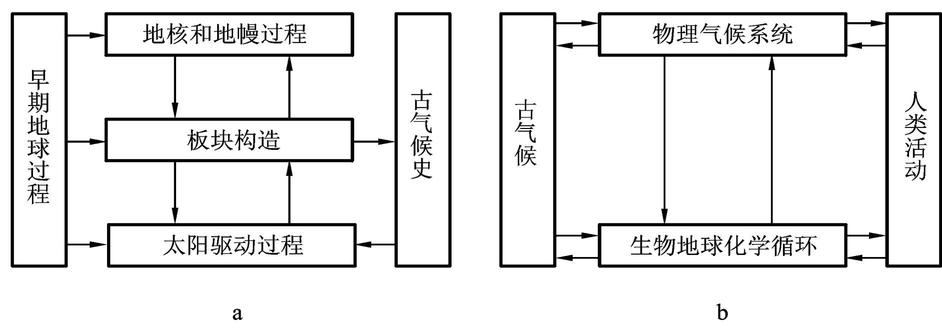



图 2—14　地球系统概念模式　(据美国国家航空和宇航管理局，1988)
a　几千年到几百万的地球演化过程；b　几十至几百年的全球变化过程

## 二、地球内部的温度

火山喷发、温泉以及矿井随深度而增温的现象，表明地球内部储存有很大的热能，可以说地球是一个巨大的热库。但从地面向地下深处，地热增温的现象随着深度的改变是不均匀的。地面以下按温度变化的特征可以划分为三层：

外热层　(变温层)　　该层地温主要是受太阳光辐射热的影响，其温度随季节、昼夜的变化而变化，故也称作变温层。日变化造成的影响深度较小，一般仅 1～1.5 m，年变化影响圈套，其影响的范围可达地下 20～30 m。

常温层　该层地温与当地的年平均温度大致相当，且常年基本保持不变，其深度大约为 20～40 m。一般情况下在中纬度地区较深，在两极和赤道地区较浅；在内陆地区较深，在滨海地区较浅。

增温层　在常温层以下，地下温度开始随深度增大而逐渐增加。大陆地区常温层以下至约 30 km 深处，大致每往下 30 m，温度会增加 1 ℃。大洋底到 15 km深处，大致每加深 15 m，地温增高 1 ℃。为规范计算地下温度变化的规律，将深度每增加 100 m 时所增高的温度称作地温梯度，其单位是℃/100 m。由于地下的地质结构和组成物质不同，地温梯度在各地是有差异的。例如在我国华北平原，当地的地温梯度一般为 2～3 ℃/100 m，在靠近大断裂的安徽庐江则为 4 ℃/100 m。

在地下更深处，由于受到压力和密度增大等因素的影响，地温的增加逐渐趋于缓慢。通过多种间接方法测算的结果表明，在地表以下 100 km 处的温度约为 1 300 ℃；1 000 km 处的温度约为 2 000 ℃；2 900 km 处地温约 2 700 ℃；地心的温度则高于 3 200 ℃，据推测最高可达到 4 000～5 000 ℃。

## 三、地球的能量

如前所述，地球是由内、外两部发动机驱动的，这两部发动机提供了地球的全部能量来源。其中热能是地球最主要的能源。

地球从太阳吸收的能量每年大约为 $4.2\times10^{24}$ J，超过地球上全部煤炭储量完全燃烧后所能够获得的热能的300倍。但在地球吸收的太阳能中，有1/3左右的能量被大气圈和地球表面反射掉，并直接分散到宇宙空间中去。剩下的2/3被地球表层系统吸收，再以各种方式转化为地球演化所需的能源。

地球内部热能的来源尚无定论。一般认为，由岩石中放射性元素衰变释放的热是地热的主要来源。这种热能据估算可以达到每年 $2.14\times10^{21}$ J。其次，因地球本身的重力作用过程也可以转化出大量热能，其总热量可能十分接近于放射性热能。此外，地球自转的动能和地球物质不断进行的化学作用等都可以产生大量的热能。

从地球内部传导出来的热流量平均为 $1.5\times10^{-6}$ J/（$cm^2\cdot s$），由一年有 $3.2\times10^7$ s和地球的总表面积为 $5.1\times10^{13}$ $km^2$，可以计算出在一年时间内，由热传导从地球内部传出的热量应为 $1.0\times10^{21}$ J。

地内热场的其它分量，受到地球内部或深部的多种作用所控制。不同区域的能量变化相差很大。但这种热源一般是相当稳定的，并且维持从深部到地表的热流约为 $6.3\times10^{-6}$ J/（$cm^2\cdot s$）。这也即意味着在一年内每平方厘米约为1 989J。

铀、钍和钾的放射性同位素是衰变热源的主要供给者。构成地壳上部的花岗岩和沉积岩层，具有放射性元素含量最高的特点。在玄武岩中，它们的含量低好几倍，而且在上地幔岩石中最少。在球粒陨石和铁陨石中，放射性含量是微不足道的，可与地幔下层和地核中的含量相对应。

根据放射性元素的实际含量，由厚度分别为15 km的花岗岩和玄武岩组成的大陆地壳，能够产生约为 $4.2\times10^{-6}$ J/（$cm^2\cdot s$）的热流。因为地壳的厚度通常超过30 km，所以测量到的热流的主要部分是在地壳中形成的。与大陆地壳的产热能力相比，大洋地壳由放射性元素含量较低的玄武岩组成，热流值应相当低。但测量结果表明，大洋区的热流平均值接近于大陆区的数值，而且个别地段如大洋中脊处的热流值实际上可以高达 $34\times10^{-6}$ J/（$cm^2\cdot s$），比大陆区平均值几乎高出一个数量级。这有可能是由于大洋下面的地幔活动物质和地幔中的热对流所补充的热所造成。因此，在结构不同的大陆和大洋中，热流机制有本质的不同。在大陆上，热能的主要部分产生在地壳中，而且主要是在花岗岩中，大陆玄武岩和来自地幔的热是不大的；但大洋中的热主要来自地幔，只有很小部分的热流产生于厚度和产热率都较小的玄武岩中。

深部热的其它来源是地核物质的分异作用。这种来源比起放射性物质的衰变热要小得多。根据地球的“冷起源假说”，原始的陨石物质分异伴随着地幔中的重金属的熔融，使铁镍地核独立出去。在这种情况下可以释放出大约为 $9.6\times10^{32}$J的热量。除以上所说的热源外，深部的补充来源还包括地球重力绝热压缩所形成的热和化学反应释放的热。后者如成矿过程中的地球化学反应和某些矿物的深部结晶过程等，都在不同程度上伴随有热的释放。但它们比起前面的几种热源来说，除了在影响局部地区的热过程和热状态方面有一定作用外，对于深部热场总的平衡所起的作用很小。

岩石因放射性衰变产生热量的能力并不相同。花岗岩产热能力最大，数值却很小，如果用1 $cm^3$ 花岗岩中释放的热来烧开一杯水，大约需要1亿年时间。但是从全球规模上看，放射性热对形成和维持地球热场的作用仍相当大。研究表明，如果地球中的放射性元素含量和它们在地壳中的含量相当，那么地球所释放的热量不仅足以使整个地球熔化，而且能够使之全部被气化和蒸发掉。

## 四、地幔部分熔融

如前所述，地幔基本上是固态的，但其中仍有部分层位处于熔融状态。地幔部分熔融就是指在地幔的上部层位，有部分岩石因受到复杂的地质作用而发生部分熔解，从而显示为高度可塑甚至液态的现象。地幔是否部分熔融，直接影响到大洋中脊的形成，海底扩张，大陆板内伸展作用和裂谷型玄武岩喷发的动力学机制，故一直在地球科学的前沿研究中占有一席之地。金振民等（1994）通过动态条件下的高温高压实验，发现岩石流变强度因差异应力的加入而产生了强烈的弱化现象，岩石的有效黏度也降低了几个数量级。这些改变大大降低了对地幔物质的运动限制。同时，这种熔融流体的分布特征对岩石圈物质的物理性质——弹性与非弹性，岩石导电性、蠕变活化能和化学元素的分配等，也产生了直接的约束作用。对阐明壳幔物质的分布规律，合理解释上地幔中的低速高导层的形成机制，地壳大尺度增厚的原因和板块运动的动力学等提供了实验证据。

## 五、地震

地震是地球内部具有能量的最直接的证据，也是圈层耦合的结果。地球内部能量于瞬间释放时引起的地球快速颤动，从而引发大小不等、形式多样的地震活动。按震源深度，地震一般可分为三类，即浅源地震，中源地震和深源地震。破坏性巨大的浅源地震往往发生于板块内部，特别是发生在陆壳板块的内部，被认为是各种断层突发性活动的产物。中国境内发生的多数地震属于前者

（见第十二章）。而后两种多被认为主要只与板块作用过程有关，尤其是与板块边缘的俯冲、碰撞过程密不可分（图2—15）。

岩石圈板块的运动有两种类型，一种是陆－陆碰撞，即碰撞发生于两个大陆板块之间；另一种是洋－陆俯冲，即在大陆板块和大洋板块之间进行。在陆－陆碰撞的情况下，地震主要沿着碰撞板块的结合带边缘分布，发生于碰撞形成的断层带内（图2—15a）。由此引发的地震多数为浅源地震，也可有少量的中源地震发生。在洋－陆俯冲的情况下，洋壳板块沿着海沟带往大陆板块下部俯冲，并一直下插到地幔深度。在俯冲板块的不同部位，应力分布的状态是不相同的：俯冲板块的后缘处于相对拉张的构造环境，中、前部则受到强烈的挤压。在这种情况下全部三种震源深度的地震都有可能发生（图2—15b）。

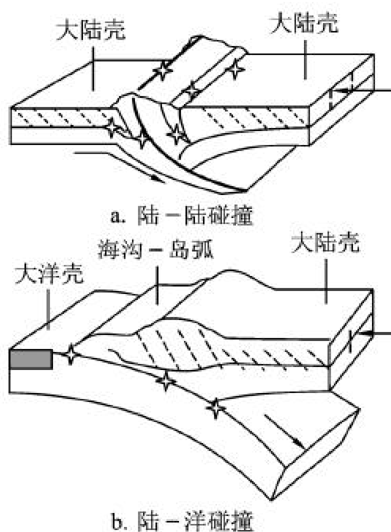


图2—15　构造地震的两种模式
（星号为地震易产生的部位）

此外，无论是陆－陆碰撞还是洋－陆俯冲，在陆壳板块的内部都会因为构造应力的局部集中而产生板内地震，这类地震一般多为浅源型。

## 思考题 

1. 地球有哪些基本的物理性质？
2. 怎样确定地球的密度？
3. 哪些证据可以说明地球具有弹性、塑性和黏性？
4. 简述地球内部重力的分布特征。
5. 何谓重力均衡？地学家是怎样解释重力均衡现象的？
6. 试简述地球内部圈层的划分依据和划分方案。
7. 你能否举例说明圈层耦合？
8. 地磁场有哪些基本特征和起源假说？
9. 地球内部的温度是怎样分布的？
10. 地球是怎样获得能量的？

# 第三章 地球的物质组成

地球是一个特殊的物理化学系统，她有别于太阳系其它行星，不但有生物圈和生命的长期作用，有液态水圈和氮－氧形成的大气圈，还有固体地圈的板块运动。这些过程共同决定了地球系统特有的物质运动与元素行为特征。

## 第一节 地球（地壳）中的矿物

### 一、矿物的形态和物理性质

矿物是具有一定化学组成的天然化合物，它具有稳定的相界面和结晶习性。由内部结晶习性决定了矿物的晶型和对称性；由化学键的性质决定了矿物的硬度、光泽和导电性质；由矿物的化学成分、结合的紧密度决定了矿物的颜色和比重等。在识别矿物时，矿物的形态和物理性质由于其易于鉴定而成为鉴定矿物最常用的标志。

（一）矿物的形态

矿物的形态由矿物的晶形和结晶程度决定。矿物的结晶程度主要受矿物生长时的物理化学环境控制，而矿物的晶形则与矿物的晶体结构有关。晶体是晶体结构的最小单位（晶胞）在三维空间重复增长的结果，如果晶体结构的对称性高，晶体的对称性也高。三维对称的晶体呈粒状晶体（如金刚石、方铅矿等），二维对称的晶体沿 *C* 轴发育的为长柱状（如针镍矿），若 *C* 轴不发育的呈片状（如辉钼矿、云母等）。化学键的各向异性也影响晶体的形态，如金红石、辉锑矿的八面体化学键沿 *C* 轴延伸，它们的晶体发育成柱状、针状或毛发状（图3－1）。硅酸盐矿物晶形与其结构的对应关系，将在岩浆岩组成矿物中作简要介绍。



图3－1　辉锑矿的柱状集合体

（二）矿物的相对密度

矿物的相对密度是单位体积中矿物的质量与4 ℃水质量之比，矿物的密度是单位体积中矿物

的质量，两者概念不同，但数值相当。决定矿物相对密度和密度的主要因素是：阳离子的原子量、晶体中的原子间距和原子的配位数。例如，方解石 $CaCO_3$ 和菱锌矿 $ZnCO_3$ 结构相同，但 Ca、Zn 的原子量分别是 40.08 和 65.57，因而方解石的密度（2.71 $g/cm^3$）就比菱锌矿（4.45 $g/cm^3$）小。又如，文石和方解石的成分都是 $CaCO_3$，但两者的配位数分别为 9 和 6，两者的密度就有差异，分别是 2.95 $g/cm^3$ 和 2.23 $g/cm^3$。

（三）矿物的硬度、解理和断口

硬度是矿物内部结构牢固性的表现，主要取决于化学键的类型和强度：离子键型和共价键型矿物硬度较高，金属键型矿物硬度较低。硬度也与化学键的键长有关，键长小的矿物硬度较大。离子价态高低和配位数大小对矿物硬度有一定影响，离子价态高，配位数较大的矿物硬度也较大。

在地质学中常采用比较矿物相对硬度的方法来鉴定矿物。摩氏硬度计就是以 10 种有代表性的矿物为标准,用于矿物肉眼鉴定的一种比较方法（表 3—1）。

表 3—1　摩氏硬度计

| 矿物 | 硬度 | 矿物 | 硬度 |
|---|---|---|---|
| 滑石 | 1 | 正长石 | 6 |
| 石膏 | 2 | 石英 | 7 |
| 方解石 | 3 | 黄玉 | 8 |
| 萤石 | 4 | 刚玉 | 9 |
| 磷灰石 | 5 | 金刚石 | 10 |

矿物的解理指矿物受力后沿一定的方向裂开成光滑平面的习性，光滑的平面则称为解理面。矿物解理受晶体结构和化学键结合程度的控制，不同矿物因此具有不同组数（沿同一方向裂开成一系列平面称一组解理）、不同程度的解理。如云母易于被揭开成薄片状，就是因为它具有一组极完全解理。方解石受到轻击会碎裂成更小的菱面体，是因为它具有三组完全解理。说长石具有两组中等解理，则是因为它受到用力击打后会出现两个方向的较平整平面之故。另有一些矿物受到外力打击时不会沿固定的方向裂开，而是随机地形成一些不规则的破裂面，称其不具有解理，或称这些破裂面为断口。不同矿物的断口类型也是各不相同的，常见矿物断口的形态有贝壳状、锯齿状、羽毛状和不规则状等。通常按解理形成的难易程度分为极完全解理、完全解理、中等解理和断口（无解理）四个级别。

（四）矿物的其它力学性质

矿物的脆性和延展性　矿物受外力作用容易破碎的性质为脆性。延展性是矿物在锤击或引拉下，容易形成薄片或细丝的性质。

矿物的弹性和挠性　弹性指矿物受外力作用发生弯曲变形，但外力作用取消后能恢复原状的性质。挠性指矿物受外力作用发生弯曲变形，但当外力取消后不能恢复原状的性质。

（五）矿物的光学性质

矿物的光学性质主要有颜色、条痕和光泽。

矿物的颜色　由矿物的成分和内部结构决定。组成矿物的离子的颜色、矿物晶体中的结构缺陷，以及矿物中的杂质和包裹体等，也都可影响矿物的颜色。在离子键矿物晶体中，矿物的颜色主要与离子的颜色有关，如 $Cu^{2+}$ 离子为绿色，铜的氢氧化物、碳酸盐和硫酸盐矿物都呈绿（黄）色，又如 $Ca^{2+}$ 离子无色，$Fe^{2+}$、$Mn^{2+}$ 离子主要呈灰、红色，故白钨矿（$CaWO_4$）为灰白色，黑钨矿（MnFe）$WO_4$ 为黑—褐色。共价键化合物矿物中离子受极化作用的影响，矿物的颜色与离子的颜色无明确关系，如黄铜矿为金黄色，辉铜矿则是烟灰色。

矿物的条痕　是矿物在（比自身更加）坚硬的物体表面刻划时留下的划痕颜色，实际上是该矿物自身粉末的颜色。当矿物的基本颜色受多种因素的影响而发生某些变化时，矿物的条痕保持不变。因此对于部分矿物的鉴定而言，条痕比颜色更加可靠。但同种矿物的条痕有时候与矿物本身的颜色不一致，如黄铁矿的颜色为金黄色，条痕的颜色却是绿黑色。

矿物的光泽　是矿物对可见光的反射能力。取决于矿物晶体的结构、矿物的反射率和折射率，以及矿物对可见光的吸收系数等。光泽也是评价宝石的重要标志。依据反射率（$R$）由高至低将矿物的光泽分为三级，即：金属光泽（$R>0.25$），半金属光泽（$R=0.25\sim0.19$），非金属光泽（$R=0.19\sim0.04$）。在非金属光泽中，还根据矿物光泽与常见事物的相似性，进一步划分出六种特殊类型，分别为：玻璃光泽、金刚光泽、珍珠光泽、油脂光泽、丝绢光泽和蜡状光泽等。从名称即可大致想像出它们的特征。

矿物的透明度　指矿物对光吸收性的强弱。受矿物颜色、裂隙、放射性物质含量等影响，也与化合物化学键类型有关。按照矿物透明度的高低，一般分为透明矿物、半透明矿物和不透明矿物三个级别。非金属矿物以透明和半透明矿物为多，金属矿物则常见不透明矿物。

矿物的导电性　矿物的导电性与化学键类型有关，金属键型矿物导电性强、离子键和共价键矿物不导电或仅有弱导电性。某些矿物有特殊的电学性质，如电气石在加热时可产生电荷，具焦电性；石英晶体在加压时可产生电荷，具压电性，这些性质被应用于现代技术和军事工业。

矿物还有一些其它的物理性质，如过渡性元素的矿物（磁铁矿、磁黄铁矿等）常具磁性。某些矿物具磁性是壳幔产生局部磁场的基础。矿物的热导性、

热膨胀率、放射性、表面吸附能力等物理性质对矿物的利用价值也有影响。

## 二、矿物的分类

矿物分类是以矿物的化学组成为基础的。迄今发现的矿物种数已达3000余种，但常见的造岩矿物只有十余种，如石英、正长石、斜长石、黑云母、白云母、角闪石、辉石、橄榄石等，其余称非造岩矿物。按矿物中化学组分的复杂程度可将矿物分成单质矿物和化合物。化合物按与阴离子的结合类型（化学键）再进一步划分出矿物大类。主要大类有：硫化物（包括砷、锑、铋、碲、硒的化合物），氧的化合物和卤化物。在各大类中按阴离子或络阴离子种类，还可将矿物再划分类，各类中按矿物结构还可以划分亚类，在亚类中又可以进一步划分部、族和矿物种。

### （一）单质及其类似物

单质及其类似物在矿物分类中也是一个大类，包括由单质原子结晶的矿物和多种原子结合的金属矿物。虽然仅占地壳重量的1%，但此类矿物的成矿能力很强，如自然铜（Cu）、银金矿（AgAu）、自然铂（Pt）、金刚石（C）、石墨（C）和自然硫（S）都可富集成矿。单质矿物中原子以金属键或共价键和分子键相结合，原子间紧密堆积，晶体对称性高。

### （二）硫化物及其类似化合物

在矿物分类中，硫化物大类还可以分成三个矿物类。硫化物矿物的总特征是：①它们由金属阳离子与硫等阴离子之间以共价键方式结合形成；②它们在地壳中的总量很低（≤1%），但矿物种较多，达总数的16.5%；③硫化物矿物的生成多与成矿作用有关，即绝大多数矿床中的金属矿物都属硫化物大类；④硫化物类矿物透明度和硬度较低，但通常色泽鲜艳、有金属（半金属）光泽、比重也较大；⑤晶体结构类型多，晶体形态多样，结晶程度较好，容易识别。

在成员众多的硫化物矿物家族中，方铅矿（PbS）、闪锌矿（ZnS）、黄铜矿（$CuFeS_2$）、黝锡矿（$Cu_2SnFeS_4$）和黄铁矿（$FeS_2$）、斑铜矿（$Cu_5FeS_4$）、雄黄（$As_4S_4$）、雌黄（$As_2S_3$）、辰砂（HgS）等是最常见的硫化物。此外，还有硒化物和碲硫化物。

### （三）氧的化合物（含硅酸盐的氧化物）

几乎所有造岩矿物都是硅酸盐和氧化物，如长石、云母、角闪石、辉石等。但也有一些氧化物和含氧盐主要与成矿作用有关，如锡石（$SnO_2$）和黑钨矿（（FeMn）$WO_4$）、磁铁矿（$Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$）、钛铁矿（$FeTiO_3$），是锡、钨、铁矿床中的资源矿物（矿石矿物）。

下面介绍几种主要造岩矿物的基本特征。

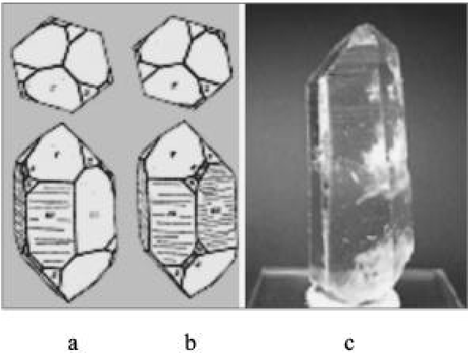

a b c

图3−2 石英的晶体形态

石英（$SiO_2$）：分布广泛，可出现在除超基性岩石以外的各类岩石中。成分较单一，但由于形成时温度、压力条件的不同，可以有不同的变种，而且由于晶体生长时质点排列的方向不同，可以分为左型和右型（图3−2a，b）。石英常发育完好的柱状晶体（图3−2c）有时可见假六方双锥。常见石英为无色和乳白色，但因含杂质，可显示出多种颜色，透明、玻璃光泽、无解理、断口油脂光泽。

长石：是一个矿物族，主要有钾钠长石（Na，K）$AlSi_3O_8$ 和斜长石（Ca，Na）Al（Al，Si）$Si_2O_8$ 两个系列组成。实际上是钾长石（Or）—钠长石（Ab）—钙长石（An）三元系列。在岩浆岩和变质岩中常见，沉积岩中完整保留的较少。长石的内部结构和结晶习性都很相似，常见的晶体形态为沿 *C* 轴发育的长柱状，图3−3 给出了长石常见的结晶习性。长石常为无色—浅色晶体，透明度较高，密度在2.55～2.62 $g/cm^3$ 之间，硬度较高。

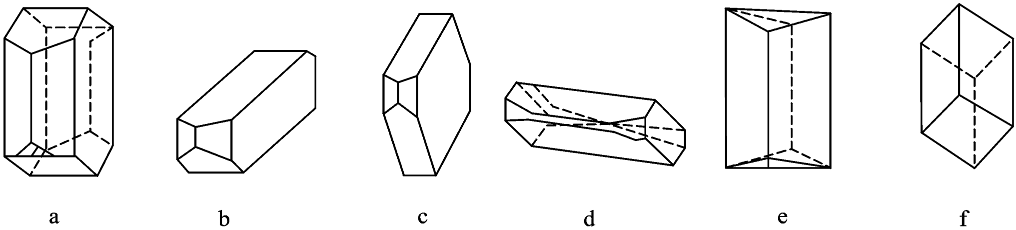
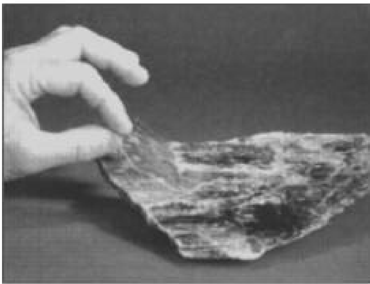

a b c d e f

图3−3 长石的一些常见习性

a 正长石；b 正长石沿 *a* 轴生长的晶体；c 透长石；d 斜钠长石；e 冰长石；f 歪长石

云母：云母族主要由白云母 K｛$Al_2$［$AlSi_3O_{10}$］（$OH)_2$｝和金云母—黑云母系列 K｛（Mg、Fe）$_3$［$AlSi_3O_{10}$］（$OH)_2$｝组成，由于后者含 Fe、Mg 而呈黑、金色。云母晶体内部具层状结构，因此呈片状晶体（图3−4），以六方片状晶体为主，云母的硬度小，相对硬度在2～3，密度在2.8～3.4 $g/cm^3$ 范围。云母的层状结构使其中能容纳多种微量元素，常成为成


图3−4 云母的晶体形态

类岩石中，但以岩浆岩和低级变质岩中最常见。

闪石：闪石的成分变化较大，但硅酸盐骨

架都是双链 $[Si_3O_{22}]$ $(OH)_2$，矿物 $^{2+}$、$Na^+$、$Mg^{2+}$、$Fe^{2+}$、$Fe^{3+}$、$Al^{3+}$、$Mn^{2+}$等。闪石在自然界分布亦广，是岩浆岩和变质岩中的主要造岩矿物之一。矿物的外形常为一向延长的长柱状或纤维状晶体，（图3—5a）其中的一些纤维状形态变种为石棉，因其耐酸、耐高温有重要的工业意义。闪石的颜色与阳离子类型有关，可以呈无色—浅灰—浅绿—褐色。硬度中等（5.5～6），因含Na、K等大离子较易劈分。半透明、玻璃光泽，密度2.9～3.4 g/cm³。

辉石：硅酸盐骨架为单链结构 $[Si_2O_6]$，阳离子种类有 $Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$Fe^{2+}$、$Fe^{3+}$、$Ti^{4+}$、$Al^{3+}$、$Mn^{2+}$、$Na^+$、$Li^+$等。辉石主要分布在基性—超基性岩浆岩和变质岩中，晶型为短柱状，柱面夹角接近90°（图3—5b），一般颜色较闪石深，半透明，玻璃光泽，硬度5～6，密度3.2～3.9 g/cm³。

a　　b　　c

图3—5　常见矿物的晶体形态

a. 镁闪石—铁闪石晶体；b. 斜方辉石晶体；c. 橄榄石晶体

橄榄石：成分较简单，常为 $(Mg,Fe)_2SiO_4$，分布较局限，主要出现在超基性（基性）岩浆岩中，常见为无色、黄色和橄榄绿色，透明—半透明，玻璃光泽，晶体呈短柱状或板状（图3—5c），硬度 $^3$。

宝石矿物：在矿物学分类中并未单独划分此类，是因具特殊经济意义而得名的矿物群体。

经过加工，能用于装饰的矿物，称为宝石矿物。宝石矿物主要有以下特点：第一是晶莹艳丽、光彩夺目，即矿物的颜色和光泽质地优良。第二是质地坚硬、经久耐用，即宝石矿物的硬度较大；第三是稀少，即矿物产量少，又有一定的价值。据以上特征，能称为宝石矿物的只可能是氧的化合物和单质矿物中的少数非金属矿物。自然界的宝石矿物共有百余种，较重要的约20种。最贵重的宝石有四种：钻石、红宝石、蓝宝石和祖母绿（图3—6）。



a. 钻石（金刚石）　b. 红宝石（刚玉）　c. 蓝宝石（刚玉）　d. 祖母绿（绿柱石）

图3—6　四种最贵重的宝石矿物

钻石的宝石矿物是金刚石（C），它属单质非金属矿物，是硬度最大的矿物。金刚石结晶温度（>1 100 ℃）和压力（>40 Pa）很高，是元素碳在距地表大约200 km或更深处结晶的晶体。

红宝石和蓝宝石是两种极贵重的宝石，其宝石矿物都是刚玉（$Al_2O_3$）。刚玉虽是较常见的矿物，但能成为宝石矿物的刚玉仅出现在某些石灰岩和中酸性岩浆岩的接触带、基性岩墙及纯橄榄岩中，成为宝石矿床还需经过沉积作用，即在碎屑矿物中聚集。

祖母绿的宝石矿物是绿柱石（$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$），绿柱石是环状构造硅酸盐，罕见地产于岩浆晚期形成的伟晶岩和一些高温热液形成的脉状岩石中。

## 第二节 地壳中的岩石

岩石是一定地质作用下形成的物质的稳定形式，主要以矿物集合体的形式存在，通常由一种以上矿物（有时为岩屑）组成。岩石是组成地壳和岩石圈的基本单位，类型复杂多样。按岩石形成的自然作用类型，可将它们分为沉积岩、岩浆岩和变质岩三大岩类。

### 一、沉积岩

沉积岩仅占地壳岩石总体积的5%，但由于它广泛分布于陆地表面及海洋盆地中，由沉积作用形成，因而它占据了地表的75%面积。沉积岩最显著的特征是成层性，在山区常常可以看到一层层的岩石，这就是沉积岩。组成沉积岩的物质来自陆地上已生成的各类岩石，它们称为沉积岩的母岩（或源岩）。除以上母岩外，火山喷出物、生物物质、水体中的化学沉淀物也是沉积岩的组成部分，在一定条件下，沉积岩中还有宇宙物质加入。沉积岩完整的形成过程通常包括前期的搬运－沉积过程、后续的深埋压实和脱水固化过程。

沉积岩根据物质来源、沉积物搬运和沉积作用方式可以分为陆源碎屑岩和化学、生物化学沉积岩两大类。

陆源碎屑岩　指沉积物来自大陆物理侵蚀作用，经流水、风、冰川、泥石流、重力流等搬运到沉积盆地沉积成岩。沉积过程受物理的或机械的因素控制，如流体性质（气体、液体、固体），运动状态（流动、波浪）及其强度控制。碎屑岩占沉积岩总量的3/4以上。

陆源碎屑岩根据颗粒大小可分为砾岩（>2 mm）、砂岩（2～0.05 mm）、粉砂岩（0.05～0.005 mm）、泥岩（<0.005 mm）。

对于碎屑岩而言，有两个方面的特征最为重要：一是结构，二是构造。

碎屑岩的结构是指组成它的碎屑颗粒的特征。包括粒度、分选性、磨圆度、胶结方式和颗粒表面特征。地质学家可以根据它来确定搬运碎屑的沉积介质的性质，是风？是水？是冰川或是重力流？还可以据此确定它离源区的远近，以及盆地沉积介质的动力特征。

沉积岩的构造是指组成沉积岩的颗粒的排列特征，有层理构造和层面构造。前者如水平层理、交错层理、平行层理、反丘交错层理等（图3－7）。后者如波痕、流痕、冲刷痕、铸模及生物活动的遗迹等。



图3－7　沉积岩中的交错层理和平行层理

火山碎屑岩　是火山爆发的碎屑物质经过搬运在盆地中（陆上或水下）沉积下来，经成岩固结或熔结而成的岩石。它既有火山作用的表现，又有沉积作用的特征（搬运和沉积），介于火山熔岩与陆源碎屑岩之间。典型的火山碎屑岩的火山物质含量达90%以上，其中可以有10%的陆源碎屑混入物。

化学及生物化学沉积岩　其物质（矿物）来源是风化成真溶液或胶体溶液搬运到盆地内，或者其本身就来自盆地内部，通过物理化学或生物化学方式沉积下来并经成岩作用转化为岩石。化学及生物化学沉积岩还可根据成分进一步分类。首先是根据沉积作用的控制因素分为化学或物理化学成因的岩石，如蒸发作用形成的石膏、岩盐，白云岩虽然不属蒸发盐，但它亦与蒸发作用有关；物理化学或化学沉淀形成的如锰质岩、铜质岩、铁质岩、铝质岩及硭石质岩等等；生物及生物化学形成的如碳酸盐岩、硅质岩、磷质岩及部分铁质岩和有机质岩石如煤、油页岩、石油、天然气及沥青质岩等等。

在本大类中，分布最广的是碳酸盐岩。它的成因与生物化学作用十分密切，但是它的沉积作用却与碎屑岩一样，是受盆地水动力因素控制的，因此它是按结构进行分类的。可进一步分为颗粒灰岩、泥粒灰岩、粒泥灰岩、泥晶灰岩以及生物格架灰岩等。碳酸盐岩按成分还可分为石灰岩（$CaCO_3$）、白云岩（$MgCa[CO_3]_2$）。

## 二、岩浆岩与变质岩

### (一) 岩浆岩

岩浆岩是由岩浆上升冷凝后结晶而成的岩石。它可以分为两个成因系列：侵入岩和火山岩。侵入岩和火山岩的本质区别在于它们产出的地质构造位置和结晶环境，两者间除可以通过结晶程度进行鉴别外，侵入岩侵入于早先形成的岩石中时，“最省力”的方式是沿裂隙侵入并使其横截面有较小的周长，主体沿侵入方向延伸，虽形态多样，但多为近圆柱状。大侵入体常呈圆锥状，其边缘或上部可有枝状或脉状延伸部分，与周围岩石的产状不协调。火山岩是岩浆喷出地表，在大气圈和水圈中冷却结晶形成的，当岩浆沿裂隙喷发时，火山岩形态一般与地表形态比较协调，呈被状或层状。

### (二) 变质岩

在地球演化历史中，地壳内早先形成的岩石 (岩浆岩、沉积岩、变质岩) 为适应新的地质环境和物理化学条件，在固态下发生矿物组成、化学成分和结构构造的变化，统称为变质作用。经历变质作用后形成的岩石称变质岩。变质岩形成后还可经历新的变质作用过程，有的变质岩是多次变质作用的产物。

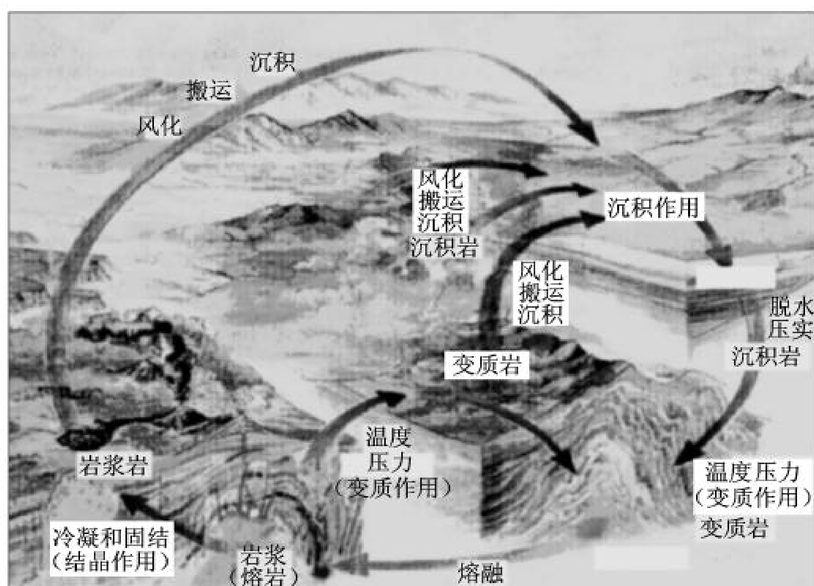



图3—8 三类岩石的循环演化过程[12]

虽然岩浆岩和变质岩都是内生地质作用的产物，但两者的形成机制和特征有很大的不同。它们之间的主要区别是：前者主要是从流体相 (岩浆) 结晶转变成固相 (岩石) 的降温过程产物；后者主要经历了温度和压力的变化，是从

一种固相直接转变为另一种固相的结晶过程。

## 三、岩石的相互转化过程

沉积岩和岩浆岩可以通过变质作用成为变质岩；在地球表面，岩浆岩、变质岩又可以通过风化—搬运—沉积再转变成沉积岩；当变质岩、沉积岩进入地下深处，在一定的温度压力条件下被熔融成岩浆，再经历冷却结晶作用又可生成岩浆岩。因此，在地壳—地幔范围内，三类岩石处于不断的循环演化过程中（图3—8）。

# 第三节 地球的化学组成

地球中含量大于10%的元素有Fe、O、Si、Mg；含量大于1%的元素有Ni、S、Ca、Al；Na、Cr、Co、P和Mn的含量也都高于0.1%，以上13个元素的总量已超过99%。但是在地球的不同圈层，元素的分布并不是均一的。

## 一、地壳的物质组成

### （一）地壳的元素丰度

元素丰度（elements abundance）是指研究体系中被研究元素的相对含量，用重量百分比表示。地壳元素丰度又称为克拉克值。

### （二）大陆地壳的元素丰度特征

(1) 不同元素的克拉克值差异极大。丰度值最大的元素O（47%）是丰度值最小元素Rn（$7\times10^{-16}$）的$10^{17}$倍；丰度值最大的三种元素（O，Si，Al）之和达82.85%；丰度值最大的九种元素之和（O，Si，Al，Fe，Ca，Na，K，Mg，H）达98.13%。

(2) 元素的原子丰度随元素原子序数增大而降低。

(3) 偶数原子序数的元素比相邻的奇数原子序数的元素丰度值高。

(4) 惰性元素丰度偏低。

### （三）大洋地壳元素丰度特征

与大陆地壳相比较，大洋地壳的化学组成有以下特征：$SiO_2$、$Na_2O$、$K_2O$含量相对偏低；MgO、FeO、MnO、CaO、$TiO_2$含量相对偏高；离子半径小、与Fe、Mg地球化学性质相似的微量元素，如V、Co、Ni、Zn、Cd等和重稀土元素含量较大陆地壳高；离子半径大、与Na、K性质相似的元素，如Rb、Cs、Ba、Sr、Zr、Nb、U、Th等元素和轻稀土元素含量较低。

在大洋地壳中的基性火山岩以下是变质橄榄岩，有人认为这部分橄榄岩也

是大洋地壳的组成部分，但更多的人认为两者的界面即地壳/地幔界面，也就是说变质橄榄岩并不是大洋地壳，而是大洋地幔的组成部分。

大陆型和大洋型地壳之间，还存在一类过渡型地壳——它们是岛弧和大陆边缘区的总称，一般厚度15～30 km，局部最大厚度可以达到80 km。过渡型地壳的体积和质量在地壳总体中的份额很小，它们对地壳总体化学成分的影响不大。但在地球演化史以及矿产资源、地质灾害等研究方面有重要意义。

大陆地壳的总质量几乎是大洋地壳总质量的四倍，因此地壳总的化学成分与大陆地壳成分很接近。大洋地壳中出现的矿物几乎在大陆地壳中都可见到，因此，了解大陆地壳矿物及分类就不难认识大洋地壳中的矿物。

## 二、地幔的物质组成

地幔体积约占地球体积的82.26%，地幔的质量约占地球总质量的67.0%，在很大程度上影响了地球物质的总组成。据安德森（Anderson，1983）的研究结果。地幔化学成分相对于地壳有以下变化：①Si、Na、K、Al、Ca、Ti含量降低；②Mg、Fe含量增高；③微量元素中Li、Ti、V、Cu、Rb、Sr、Zr、Nb、Ag、Sn、Cs、Ba、Hf、Au、Pb、Bi、Th、U等元素及轻稀土元素含量降低；Cr、Mn、Co、Ni等元素和重稀土元素含量增高。

上、下地幔的化学组成亦有变化，地幔内也存在横向的化学不均一性。上地幔的结构和组成并不是简单的分层结构能概括的，反映出地幔内部也存在较复杂的物质能量转变过程，它们至今仍是使地球科学家感到困惑且又兴趣盎然的研究课题。

## 三、地核的物质组成

地核中最主要的元素是Fe和Ni，所以地核常被称为铁镍核，但纯铁镍核与地核已知的地球物理资料不一致，它有太高的密度和太低的地震波速，因此地核中可能掺杂了较轻的元素。

内、外地核间有明显的地球物理边界，但该边界是否为地球化学边界目前还很难确定。一般推测外地核（E层）可能由液态铁组成，其中镍含量可能达10%，并有大约15%较轻的元素，如硫、硅、氧、钾、氢等。内地核（G层）应为刚性很高的，在极高压（$3.3\times10^{11}$～$3.6\times10^{11}$ Pa）下结晶的固体铁镍合金组成。

## 四、元素的地球化学分类

元素的地球化学分类方案较多，如哥尔德斯密特的元素地球化学分类，将元素分为亲石元素、亲铜元素、亲铁元素和亲气元素四个类别（图3-9）。本

节从地壳化学组成的角度出发，结合元素的地球化学行为，将地壳元素分为主量元素、微量元素、硫（硒、碲）和卤族元素、金属成矿元素、亲生物元素和亲气元素、放射性元素六种类型。

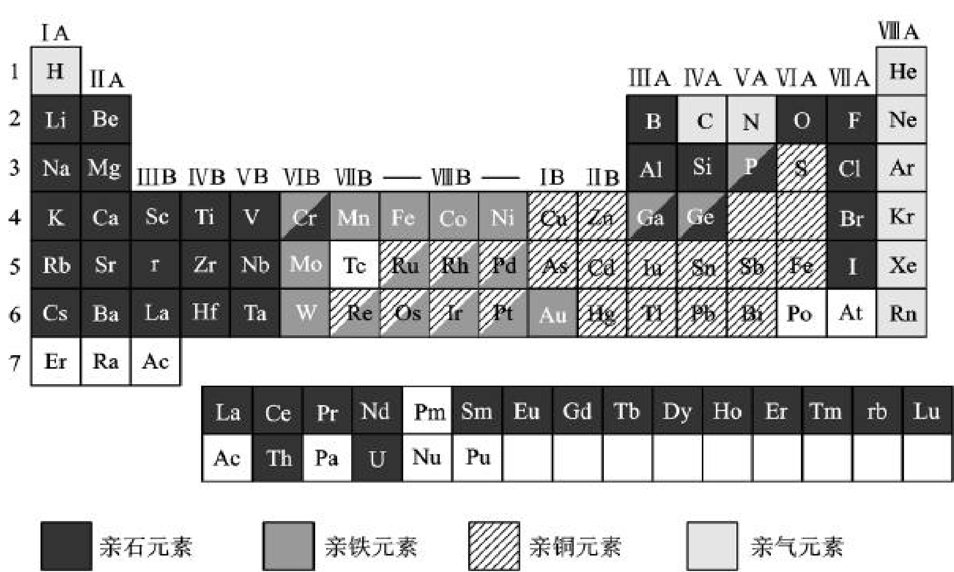



图3−9　哥尔德斯密特的元素地球化学分类表

**主量元素**　主量元素有时也称为常量元素，是指那些在岩石中（≠地壳中）含量大于1%（或0.1%）的元素，在地壳中大于1%的8种元素都是主量元素，除氧以外的7种元素在地壳中都以阳离子形式存在，它们与氧结合形成的氧化物（或氧的化合物），是构成三大类岩石的主体，因此常被称为造岩元素。

地壳中质量百分比最大的10个元素的顺序是：O>Si>Al>Fe>Ca>Na>K>Mg>Ti>H。若按元素的原子克拉克值（原子个数），则原子个数最多的元素是：O>Si>H>Al>Na>Mg>Ca>Fe>K>Ti。Ti、H（P）在地壳中的质量百分比虽不足1%，但在各大类岩石中频繁出现，也常被称为造岩元素。地壳中主量元素的种类（化学成分）决定了地壳中天然化合物（矿物）的类型；主要矿物种类及组合关系决定了其集合体（岩石）的分类；而地壳中主要岩石类型决定了地壳的基本面貌。

**微量元素**　在地壳（岩石）中含量低于0.1%的元素，一般来说不易形成自己的独立矿物，多以类质同象的形式存在于其它元素组成的矿物中，这样的元素被称为微量元素。比如，钾、钠的克拉克值都是2.5%，属主要元素，在自然界可形成多种独立矿物。与钾、钠同属第一主族的铷、铯，由于在地壳中的含量低，在各种地质体中的浓度亦低，难以形成自己的独立矿物，主要呈分散状态存在于钾、钠的矿物中。

硫（硒、碲）和卤族元素　硫（硒、碲）和卤族元素在绝大多数情况下都以阴离子形式存在。虽然硫在特定情况下可形成单质矿物（自然硫 S），硫仍是地壳中除氧以外最重要的呈阴离子的元素。硫在热液成矿阶段能与多种金属元素（如贵金属 Ag、Au，贱金属 Pb、Zn、Mo、Cu、Hg 等）结合生成硫盐和硫化物矿物，这些矿物是金属矿床的物质基础。

金属成矿元素　在地质体中金属元素多形成金属矿物（硫化物、单质矿物或金属互化物，以及部分氧化物），在矿产资源中作为冶炼金属物质的对象。

金属成矿元素按其晶体化学和地球化学习性以及珍稀程度可以分为：贵金属元素、金属元素、过渡元素、稀有元素、稀土元素。贵金属元素包括 Ag、Au、Hg、Pt 等，主要以单质矿物、硫化物形式存在，在地质体中含量低，成矿方式多样，但矿物易分选，元素化学稳定性高，成矿物质的经济价值高。金属元素如 Pb、Zn、Cu（又称贱金属元素）、Sb、Bi 等，在地壳中主要以硫化物形式存在。是国民经济生活中广泛应用的矿产资源。过渡元素 Co、Ni、Ti、V、Cr、Mn 和 W、Sn、Mo、Zr、Hf 等，这些元素在自然界多以氧化物矿物形式存在，部分也可形成硫化物（如钼）或硫盐（如锡）。稀有元素 Li、Be、Nb、Ta、Ti、Zr 在地壳中含量很低，主要形成硅酸盐或氧化物。稀土元素钇和镧系元素统称为稀土元素，地壳中稀土元素含量低，但它们常成组分布。稀土元素较难形成自己的独立矿物，主要进入钙的矿物。较常见的稀土元素矿物和含稀土元素的矿物都是氧化物或含氧盐类矿物。

亲生物元素和亲气元素　主要有 C、H、O、N 和 P、B，它们是组成水圈、大气圈和生物圈的主要化学成分，在地壳表层的各种自然过程中起着相当重要的作用。部分微量元素（如 Zn、Pb、Se 等）以及在地壳表层和水圈中富集的元素 Ca、Na、F、Cl 等对生命的活动有重要意义，具亲生物的属性。某些亲生物元素的过量或匮乏不仅会影响生命物体的正常发育，严重时还会引起一些物种的绝灭。

放射性元素　现代地壳中存在的放射性元素（同位素）有 67 种。原子量小于 209 的放射性同位素仅有十余种，它们是：$^{10}$Be，$^{14}$C，$^{40}$K，$^{50}$V，$^{87}$Rb，$^{123}$Te，$^{187}$Re，$^{190}$Pt，$^{192}$Pe，$^{138}$La，$^{144}$Na，$^{145}$Pm，$^{147}$Sm，$^{148}$Sm 和 $^{149}$Sm。自 84 号元素钋（Po）起，元素（同位素）的原子质量都等于或大于 209，这些原子核都有放射性，它们都是放射性同位素。

现代核物理技术的高度发展，已经能够通过中子活化及核合成技术生成许多新的放射性元素（同位素），若将这些元素计算在内，元素周期表内的元素总数应增加到 109 个。

## 五、地球的化学演化

化学组成的不均一性和发展演化是地球化学组成的两个基本特征。表3－2是地球和太阳系、地壳三者中含量最高的十个元素排序：

表3－2　太阳、地球和地壳的主要元素对比

| | |
|---|---|
| 太阳系 | H、He、O、Ne、N、C、Si、Mg、Fe、S |
| 地球 | Fe、O、Mg、Si、Ni、S、Ca、Al、Co、Na |
| 地壳 | O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、Ti、H |

由上表可以了解到三者间有相似性，即组成它们的物质主要都是元素周期表上方的元素和Fe；三者间的差异也很清晰：地球比太阳系富Fe、Mg、S和贫气态物质组分；地球比地壳相对富Mg、Fe和贫Al、K、Na。如果太阳和地球确属同一起源，从中就不难发现地球在形成时和形成后都经历了化学演化。在这里仅举例说明部分演化事件。

（一）地球形成早期球外物质的加入与地球演化的影响

小行星碎片（陨石）陨落到行星表面的事件在历史上和现在都经常发生，是陨石对行星物质的改造过程。虽然现在地球上能观察到的仅有部分陨石和陨石坑，但通过在月球表面观察到的月海给予人类以下提示：陨石撞击月球曾引起月岩熔融。地球表面发现的陨石和古陨石坑表明，同样的过程在早期地球表面也曾发生。

（二）岩石圈（地壳和上地幔顶部）演化

地球历史的早期，在高能状态下原始地幔部分熔融生成了镁铁质岩浆，岩浆上升冷凝后形成原始岩石圈；随后形成的长英质岩浆上升、生成沉积岩并开始褶皱；继后，部分熔融的中必和长英质岩浆上升才形成原始大陆地壳，并开始生成变质岩，至此现代壳幔结构才基本建成。

# 第四节　圈层间物质能量交换及元素迁移富集

## 一、不同圈层的能量交换

地球内部的热可以通过热传导、热辐射、激子（辐射激发的原子）、物质运动（如地下热泉、火山活动、岩浆活动、以及地幔对流等）几种方式传导到地球表面。物质运动传导输送的热能就会和前三种热传导方式总和的量级相当。

**大陆热流**　大陆壳最上部是花岗岩，花岗岩由于富含放射性元素，因而是最热的岩石。大陆热流一部分来自地壳岩石中的放射性元素衰变产生的热能，另一部分来自深部地幔，两者所占的比例在不同的构造区有所差别。如加拿大地盾深部产生的热流 $q$ 值约 0.7μcal/（$cm^2$·s）①，而这个地区地表热流值 $q$ 为 0.9μcal/（$cm^2$·s）。说明有 1/4 的热流来自地壳，而 3/4 来自深部地幔。而在盆地和年轻的活动山区，地表平均热流值 $q$ 约为 2μcal/（$cm^2$·s），其中 1.4μcal/（$cm^2$·s）由深部地幔提供。这个年轻活动区年龄为 0～65Ma，总热流值是古老地盾区的两倍，约 70% 热流来自地幔深部。地质学家推测上升的热对流柱位于盆地和年轻山脉之下，这里有热异常、地壳比较薄、火山作用及地震频繁等释放能量的构造运动。

对于大陆而言，各种不同年龄的构造区，热流值也有所差别，通常古老的稳定区热流值较低，年轻的活动区热流值较高。但总体上看，大陆平均热流值为 1.4μcal/（$cm^2$·s）。

**海底热流**　和大陆相比，海底要年轻得多。但观测发现，海底热流值和大陆一　　值＞

μcal/（$cm^2$·s），在 50～100Ma 年龄的海底洋盆热流值约 1.4μcal/（$cm^2$·s），年龄大于 125Ma 的海底热流值＜1.1μcal/（$cm^2$·s）。海底热流值随年龄增加而减少，说明了海底岩石圈的冷却过程。即从大洋中脊产生较热的岩石圈，向两侧逐渐推向远离中脊的海沟，冷却了的岩石圈再在海沟处向下俯冲回到地幔中。地球物理学家认为这种对流形式约占地球总热流值的 60%，是地球冷却的主要方式。

## 二、不同圈层的物质交换

地球不同圈层之间的物质交换有多种方式，最主要的是地球的物质循环过程和元素的迁移过程。

地球最大规模的物质循环是与板块运动分不开的，地幔热物质通过对流从大洋中脊涌出形成新的洋壳，并在海沟处老洋壳因俯冲作用被插入大陆岩石圈之下的软流圈，在地幔软流圈被加热并熔融，与地幔物质混合后重新加入地幔的对流循环。

岩浆射气作用引起的地幔—地壳—水—大气的物质交换，幔源岩浆上升到地壳浅部或溢出地表并伴随气水的喷射，都使地幔物质向地壳、水圈、大气圈迁移。另一方面，岩石在地壳内部也可以因地壳运动或放射性聚热而熔融，转变为岩浆，岩浆冷却凝固形成岩石，导致地壳内部的物质分异。

---

① 1 μcal＝4.2×$10^{-6}$ J

岩石上升到地表，受风化作用而溶解、破碎呈溶液、碎屑，被水流、风搬运到湖泊、海洋沉积下来，随着地壳的下沉，在地壳深部固结形成岩石，或者随着洋壳俯冲到地幔软流圈加热熔融，重新加入地幔的对流循环。

此外，幔源岩浆以底辟方式加入地壳－成壳作用过程；地壳重融（大陆碰撞、放射性聚热）都引起物质与元素的大规模的迁移和重新分配。

## 三、地壳—地幔的元素迁移和富集

元素除通过流体（岩浆）迁移外，最常见和研究得最多的地球化学作用是含水流体与矿物岩石间的化学反应，被称为水－岩相互作用。从反应性质来看，水－岩相互作用包括溶解、沉淀、吸附和离子交换，以及氧化、还原等化学过程。

### （一）流体作用和地球化学循环

地球表层含水流体可以来自大气降水、大洋水、岩浆水、变质水、同生水和初生水等。水是一种偶极性分子，具有沸点低、易挥发、溶解能力强、流动性大等特点。水的偶极性使其具有很高的介电常数而成为各种矿物的溶剂。水是弱电解质，其电离方程为：$H_2O \rightleftharpoons H^+ + OH^-$。当 $H^+$、$OH^-$ 与矿物反应，两者浓度发生变化使水溶液具有酸（或碱）性。弱碱性弱电解质矿物可以溶解于酸性水溶液中，弱酸性弱电解质矿物可以溶解于碱性水溶液中。具有离子键的矿物属于电解质，有较高的溶解度，具有共价键和金属键的矿物溶解度较低。自然界中水呈弱酸或弱碱性，主要受两类溶解质的控制：当水溶液中溶解的是酸性物质，如 $CO_2$、$H_2O$、$SO_2$、HCl、HF 等，它们会增加水中 $H^+$ 的浓度，使溶液呈酸性；如水溶液中溶解的是碱性元素，如 $K^+$、$Na^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$ 等，它们会增加水中 $OH^-$ 的浓度，导致溶液呈碱性。自然体系是一种开放体系，水中同时溶解两种不同的电解质、不同成因水的混合、或水溶液的稀释等使天然水的酸碱度趋于中性，因此自然界水溶液的 pH 值基本上在 4～9 的范围内变化。地球表层的元素在上述含水流体的作用下发生不同程度的地球化学循环。

### （二）元素的活化和迁移

对于地球元素的活化和迁移而言，流体的运动是十分关键的。地表和深部均存在着水的循环。地表水或大洋水沿构造断裂或与矿物结合经深埋或构造运动带入深部，在高温条件下被释放，然后上升返回地表。此外，流体也可以因岩浆热引起的热对流和构造压力差而运动，并且总是从高温区向低温区、从高压区向低压区流动。

元素在地壳表层的迁移和富集取决于化合物在水中的存在形式；水溶液的酸碱度（pH 值）、氧化还原电位（*Eh* 值）；络合离子和络离子的类型。Na、K、Ca、Rb、Cs、Sr 等元素溶解于天然水体中，一般不发生沉淀。

近30年来双扩散对流理论受到广泛重视。双扩散对流是指扩散和对流两者的耦合过程。地球内部流体是多组分流体，它通过热扩散和物质扩散引起流体的运动。当它们的运动方向相反时就会产生双扩散对流。双扩散对流对成矿元素的运移有重要意义。

金属元素的氢氧化物在水中的活化迁移受溶液酸碱度的控制。通常随元素阳离子电价增高，半径缩小及电负性增大其氢氧化物的溶度积迅速降低。因此，只有在强酸性条件下这些金属元素才易于活化、迁移，当pH＜6时，Ca、Sr、Sa、Ra、Cu、Zn、Cd、$Cr^{3+}$、$Mn^{2+}$、$Ni^{2+}$易活化迁移。相反，酸性氧化物，如$SiO_2$随水溶液的碱性增高而溶解度增大。当pH＞8时，$Cr^{6+}$、$Se^{6+}$、$Mo^{6+}$、$V^{5+}$、$As^{5+}$易活化迁移。中（两）性氧化物，如$Al_2O_3$则在强酸强碱的水溶液中溶解度增高。

重金属元素主要是指汞、镉、铅、铬以及类金属砷等毒性大的元素，它可以来自矿床开采，使含有重金属元素的矿物从地下深处暴露出地表，或者通过工业加工过程排放到土壤、大气或水中。污染的危害程度却十分显著，表现为对生物明显的毒性效应。重金属元素在水中以机械的、物理化学的和生物的方式发生迁移。机械迁移是指重金属以溶解态或颗粒态迁移；物理化学迁移是指重金属以离子、络离子或可溶性分子在水中以物理化学的方式迁移；生物迁移是指重金属在生物体的新陈代谢、生长、死亡以及食物链等方式迁移。

（三）元素的沉淀和富集

大量的实际观测表明成矿溶液大部分是一种盐水溶液，被称为热水或热卤水，总盐度达0.0n～＞40wt%。主要成分为$K^+$、$Na^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$Cl^-$、$CO_3^{2-}$、$SO_4^{2-}$等，其它组分浓度变化较大，金属离子的浓度为$n \sim n \times 10^{-6}$。如果水流经膏盐地层后变成高盐度的卤水，可以使溶液中金属离子的浓度升高。成矿元素在热液中绝大多数呈可溶性络合物被搬运。当温度、压力降低，pH、*Eh*值改变，或与岩石发生交代作用时，可以使成矿元素发生沉淀（成矿）。

（四）有用元素的富集和矿床的形成

有用元素指有一定经济价值、能够被人类所利用的元素。当有元素以岩石的形式富集到一定的程度，使将它们开采和提炼出来所得到的价值比开采和提炼它们所付出的费用要高得多时，我们就把这种比地壳中元素丰度要高得多的岩石统称为矿床。

不同的元素要成为矿床其浓集程度差别很大，有的只需浓集到比地壳中该元素丰度的几倍就足于成为矿床，有的则需要浓集几百至十万倍才成为矿床，表3—3是几种可供开采的主要的金属元素的浓集系数。

表 3-3　成矿金属元素的浓集系数①

| 元素 | 地壳丰度 | 富集系数 | 元素 | 地壳丰度 | 富集系数 | 元素 | 地壳丰度 | 富集系数 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 铝 | 8.0 | 3～4 | 镍 | 0.007 2 | 150 | 铅 | 0.000 10 | 2 000 |
| 铁 | 5.8 | 5～10 | 锌 | 0.008 2 | 300 | 金 | 0.000 000 2 | 4 000 |
| 铜 | 0.005 8 | 80～100 | 铀 | 0.000 16 | 1 200 | 汞 | 0.000 002 | 100 000 |

①元素富集系数＝矿床中的元素丰度／地壳中元素丰度

矿床的形成与各种地质作用的推动相关。按照地质作用，可以分为内生矿床和外生矿床两大地质作用类型。每一种类型都有许多不同的具体成因类型。如岩浆热液矿床、变质交代矿床、沉积风化矿床等。由表 3-2 可见，矿床在地壳中不仅十分特殊，而且为数不多。从这个意义来说，如果人类不加节制，总有一天会出现地球矿产资源将会被人类消耗殆尽的问题。

## 思考题



1. 人们只能直接观测地球表层岩石圈的物质组成，而地下深部的样品目前还没有能力取得，我们怎样推测地球深部的物质组成呢？
2. 组成地壳的主量元素有哪些？它与矿物岩石的组成有什么关系？
3. 什么是矿物？可分为哪些大类？
4. 组成岩石圈的岩石有哪几大类？
5. 什么是岩浆岩？主要有哪几类？它们和化学成分及矿物成分有什么关系？
6. 请列出相同岩浆形成的侵入岩和火山岩的对应关系。
7. 什么是沉积岩？它是怎样形成的？沉积岩有哪些类别？
8. 变质岩与岩浆岩在形成机制上有哪些异同？
9. 主要是哪些元素构成可供人类利用的矿产资源？这些资源是不是取之不尽的？
10. 在岩石圈内部元素的活化、迁移和沉淀受哪些因素制约？

# 第四章 风化作用

事有必至，理有固然。唯天下之静者，乃能见微而知著。——苏洵：《辩奸论》

## 第一节 概　　述

几千米至几十千米的深处，长期处于较高的温度和压力以及相对稳定的化学环境中。由于地壳运动或不断地剥蚀等原因造成这些基岩进入地表环境，即处于常温、常压并与大气圈、水圈和生物圈不断接触的环境时，固体岩石会发生破裂、崩落和化学成分的分解与置换，产生一些新的矿物堆积在原地，以致面
这种主要由外动力作用引起基岩在原地被改造的变化过程，称为风化作用（weathering）或岩石的风化。有些地质学家称其为表生作用（supergenesis）。自地面向下一定深度内基岩受到明显风化的地段称为风化带（weathering zone）。

风化作用不仅发生在陆地上，也可发生在湖底和一定深度的海底。风化将坚硬的基岩破碎成碎块、碎屑、粉末，为各种外动力的剥蚀和搬运创造了有利的条件，而后者则促使新鲜的基岩能不断地遭受风化。

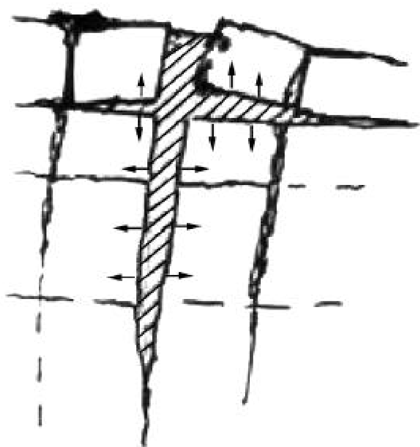
岩石是由一种或几种矿物组成的集合体。风化是矿物和岩石在原地发生机械破碎（物理破坏）、化学分解与置换和生物参与等复杂作用的综合。因此，可以把风化相对地划分为两种主要类型：物理风化（physical weathering）和化学风化（chemical weathering）。有的学者提出将生物参与的风化独立划分为一类。实际上生物对矿物和岩石的改造，或者是机械破坏，或者是有机质参与的化学行为。为简明起见，本书将生物风化分别包括在物理风化与化学风化两大类中，况且物理风化与化学风化本是互相联系、互相促进的统一的作用过程。

## 第二节 物 理 风 化

物理风化也称机械风化（mechanical weathering），是地表基岩在原地发生机械破碎而不改变岩石化学成分、也不形成新矿物的作用。物理风化主要有以下

几种作用方式。

## 一、冰劈作用


图 4—1　岩石被冰劈现象

基岩表层总会发育有深浅不同、长短不一的节理（joints）或裂隙（裂缝），充填于其内的水在气温高时为液态。当气温下降到 0 ℃以下时，裂隙上部的水先结冰并把裂口封严；温度继续下降时裂隙下部的水也结冰。水结冰时其体积膨胀约 9%，可对裂隙两壁岩石产生约 100 kg/cm² 的压力。这个压力远远超过了岩石的抗张强度（花岗岩抗张强度为 30～50 kg/cm²，砂岩为 10～30 kg/cm²）。在昼夜气温变化于 0 ℃上下的地区，由于反复的冰劈作用（frost splitting），基岩裂隙不断扩展，从而导致大块岩石的破碎，形成大大小小的碎屑，在重力影响下崩落在基岩的周围。冰劈作用在寒冻地区的陡坡上特别强烈。温带山区在寒潮降临期间也发生较强的冰劈作用（图 4—1）。

## 二、温差风化

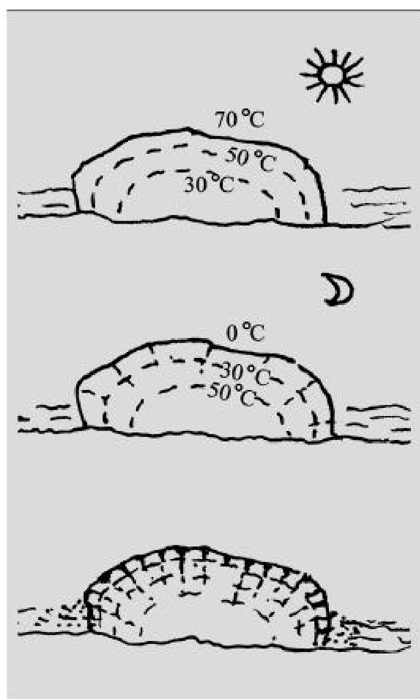


图 4—2　岩石受温差风化的变化

20 世纪 60 年代人类首次登上月球，发现月球表面有一层极松散的月壤（lunar soil）。那里没有水和空气，使坚硬的月岩（lunar rock）碎裂的因素除了陨石撞击（meteorite impact）之外，昼夜温度的骤变应该是重要的因素。据测定，月球向阳面最高温度达 102 ℃，背阳面最低温度达 −151 ℃。如此悬殊的昼夜温差使月岩表层发生剧烈的热胀冷缩，长期持续的温差风化（thermal weathering）遂使表层岩石破裂、剥落形成月壤。火星表面昼夜温差可达 150 ℃，火星表层岩石上也大量覆盖着碎屑和粉尘。除火山爆发（volcanic explosion）和陨石撞击的因素外，温差风化也应是火星表面存在岩屑和粉尘的重要因素。

地球上昼夜温差最大的地区在中纬度荒

漠区 (desert area)，那里夏季晴天气温高达 40～50 ℃，岩石表面热到 70 ℃左右。夜晚至凌晨气温可降到 0 ℃以下。岩石一般为热的不良导体。荒漠的大块岩石表层从 0 ℃升温到 70 ℃时，其核部升温到 50 ℃要滞后几小时。到夜晚岩块表层温度降到 0 ℃以下时，核部温度仍然很高 (图 4—2)，其体积仍在膨胀，给因冷却而收缩的岩块表层施加压力。久之，岩块表层会产生大致平行和垂直表面的裂隙，以致发生由表及里的层状剥落 (bed separation) 现象。有人报导在荒漠里傍晚时听到岩石炸裂声。当岩块被阳光曝晒之际突遭阵雨或冰雹袭击时，岩块表层更易炸裂破碎。

## 三、盐类结晶和潮解作用

充填在岩石裂隙或孔隙中的水若是含盐分的溶液,当其受热蒸发时,盐类结晶,其体积膨胀并对裂隙两壁产生挤压力。如明矾结晶时体积增大 0.5%,可对裂隙两壁产生约 10 $kg/cm^2$ 的压力。裂隙或孔隙充填的溶液反复结晶与潮解 (溶解),会造成裂隙或孔隙的扩展,使岩石结构疏松。许多用砂岩等块石砌筑墙基的建筑体其基石表面呈粉状剥离现象,即是盐类结晶与潮解作用的结果。

## 四、干湿变化引起的胀缩作用

热带和温带地区出露地面的黏土质基岩，在炎热而多雨的季节，黏土质岩石被水浸润后体积膨胀，被阳光曝晒后迅速干燥，体积收缩。如此多次反复，基岩表层产生龟裂，随后疏松、脱落。如武汉地区施工开挖出的黏土质粉砂岩块，经过 2 个夏季后，岩块表面出现龟裂。再过一年大岩块破碎成小块，有的成碎屑。

## 五、层裂

在巨大的基岩露头上，常见到与其表面大致平行的成层剥离现象，称为层裂 (exfoliation)。基岩表层出现层裂的原因，除温差风化的原因外，还与基岩卸载有关。原先埋藏在地下深处的岩石受到较大的围压。当其上面覆盖的岩块被剥蚀掉后，上部压力的降低导致基岩向上膨胀，从而产生大致平行于基岩露出表面的破裂面和一些近于垂直表面的裂隙。这种层裂作用同其他风化联合作用，便可造成突出地面的剥离丘 (exfoliation dome) (图 4—3)。

## 六、根劈作用

到山区旅游时常见到陡峭的石壁上生长着高大的松树，其根伸进基岩的裂缝中。随着树木的生长，其根长粗伸长。图 4—4 显示，树根生长在缓倾斜的岩层裂缝中，压在根上面的岩石已被粗大的树根顶起、掀断。据测算，树根对



图 4—3　花岗岩的剥离丘　(叶俊林摄)

裂缝两壁的挤压力超过 15 kg/cm²。树根生长对岩石的破坏作用称为根劈作用 (splitting of root)。



图 4—4　松树的根劈作用　(叶俊林摄)

## 七、人为机械破坏作用

人类为生存不断地改造环境，对基岩进行多种机械破坏作用，如采矿、修路、扩展地基、修水利工程等。近代以来，这种破坏基岩的作用越来越强烈。例如，为修建飞机场，可将滨海山头通过定向爆破移山填海，爆破的岩石量达几百万立方米。

# 第三节 化 学 风 化

基岩中的岩石和矿物，在地表环境中与大气成分和水以及有机质等进行化学反应，使矿物发生分解和置换，使岩石内部构造受到破坏，并产生在地表环境中较稳定的新矿物等作用称为化学风化。化学风化的方式主要有溶解 (solu-

tion)、水解 (hydrolysis)、碳酸化 (corbonation) 和氧化 (oxidation) 等几种。

## 一、溶解

在地表环境中最广泛存在的溶液是水。卤化物和许多硫酸盐在天然水中易于溶解，溶液被流水带走。碳酸盐和硅酸盐不易被天然水溶解，但水中溶有 $CO_2$ 时则因碳酸化作用而促使这些矿物分解，被溶组分被流水带走。全世界的河流带到海里的溶解物质每年多达 39 亿吨。

## 二、水解

天然水中已离解的 $H^+$ 和 $OH^-$ 离子同矿物在水中离解的离子互相置换的化学反应，称为水解。水解的强度与水温高低有关，水温由 10 ℃升至 50 ℃时，水的离解强度增大 4 倍。

造岩矿物中常见的钾长石水解反应如下式：

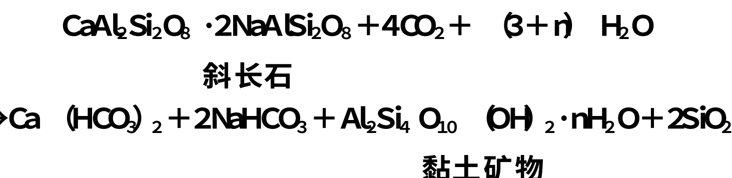


$$4KAlSi_3O_8+6H_2O \rightarrow Al_4Si_4O_{10}(OH)_8+8SiO_2+4KOH$$

钾长石　　　　　　高岭石

## 三、碳酸化

当天然水中溶解有相当量的 $CO_2$ 时，水溶液中除 $H^+$ 和 $OH^-$ 离子外，还有 $CO_3^{2-}$ 和 $HCO_3^-$，它们与矿物中的碱和碱土金属离子结合形成碳酸盐而使矿物易于分解，这种化学反应称碳酸化。硅酸盐矿物主要是通过碳酸化被分解的，其反应式如下：



$$CaAl_2Si_2O_8 \cdot 2NaAlSi_2O_8+4CO_2+(3+n)H_2O$$

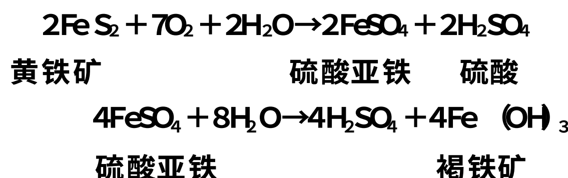
斜长石

$$\rightarrow Ca(HCO_3)_2+2NaHCO_3+Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O+2SiO_2$$

黏土矿物

## 四、氧化

含铁、锰等变价元素的矿物当其处于地下深处时，铁、锰离子为低价。这类矿物在地表环境中并不稳定，较易与 $O_2$ 结合形成新环境中稳定存在的氧化物和氢氧化物。岩石和矿床中常见的黄铁矿的氧化可作为典型例证。



$$2FeS_2+7O_2+2H_2O \rightarrow 2FeSO_4+2H_2SO_4$$

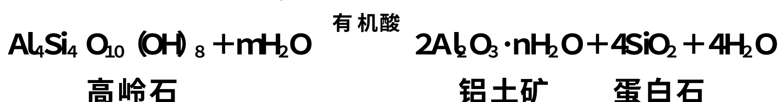
黄铁矿　　　　　　硫酸亚铁　　硫酸

$$4FeSO_4+8H_2O \rightarrow 4H_2SO_4+4Fe(OH)_3$$

硫酸亚铁　　　　　　褐铁矿

## 五、生物化学风化作用

在地表的岩石空隙和土壤中,在水体和大气圈底层都生活着大量的生物,例如在 1 $cm^3$ 的土壤中约有 $2\times10^6$ 个细菌。生物在新陈代谢中析出有机酸,生物死后其遗体分解形成大量腐殖质(humus)。这些物质大大促进了矿物和岩石的化学风化,这就是生物化学风化作用(biochemical weathering)。如在纯水中的高岭石需升温到 1 000 ℃才能被水解为铝土矿和呈胶体状态的 $SiO_2$。而有硅藻的参与下在常温中即能完成这一分解过程。在湿热气候环境中,在长期的碳酸化和有机酸协同作用下,高岭石和其它黏土矿物可进一步分解成铝土矿残留原地,离解出的 $SiO_2$ 部分凝固成蛋白石,部分呈胶体被流水带走。其反应式如下:



$$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + mH_2O \xrightarrow{有机酸} 2Al_2O_3\cdot nH_2O + 4SiO_2 + 4H_2O$$

高岭石　　　　铝土矿　　蛋白石

# 第四节　风化作用的产物

## 一、物理风化的产物

物理风化使基岩由表及里破裂、崩解成大小岩块、岩屑和沙粒。在平缓地区的基岩面上最终将被一层疏松的大小不一而具棱角的岩石碎屑覆盖，地貌上称为岩漠（rockydesert）。在陡峻的山坡上，基岩物理风化产生的岩块、岩屑受重力影响坠落，顺坡滚滑堆积于坡麓，形成下部宽、上部尖的锥状体，称为倒石堆（talus）（图 4—5）。倒石堆中的岩块、岩屑大小不等，棱角鲜明，不显层理。岩屑的矿物组成与山坡上的基岩一致。

在裂隙纵横交错的岩浆岩和厚层砂岩表层常出现球形风化（spheroidal weathering）现象（图 4—6），这是以物理风化为主的产物。岩块被裂隙切割成立方或斜方块体后，水会沿裂隙渗入。棱角处的物理风化和化学风化速度最快，角和棱较快消失。风化继续下去，岩块的突出部位比其它部位风化得快一些，未风化的部分逐渐圆化。向内发展风化速度趋于一致。以温差风化为主的作用使岩块自外向内产生圈层状裂隙。如有氧化铁、锰等有色成分随水渗入，则会出现红色或黑色的圈层，称为风化晕。

## 二、化学风化的产物

### （一）常见造岩矿物在化学风化中的稳定性

矿物在化学风化中被分解或被改造的能力取决于其构成元素的原子和离子

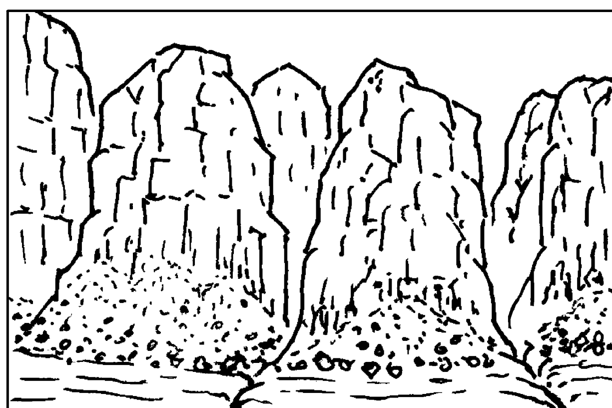


图 4—5　山前陡坡下的倒石堆



图 4—6　玄武岩的球形风化 (叶俊林摄)

特征 (原子价、离子半径、极化能力等)。从表 4—1 中可以了解到，卤化物和多数硫酸盐易于被水溶解而流失，它们不属于造岩矿物。造岩矿物中硅酸盐约占地壳总重量的 79.6%，氧化物占 13.5%，碳酸盐占 2.4%。了解这些矿物在地表环境存在的状况可以得出一些规律性的认识。

表 4—1　元素的迁移系列简表

| 元素的迁移系列 | 迁移系列中的元素 |
| --- | --- |
| 极易被迁移的元素 | Cl, Br, B, I, S |
| 易被迁移的元素 | Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U |
| 可迁移的元素 | K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Cu, $SiO_2$ |
| 略可迁移的元素 | Al, Fe, Ti |

1. 长石类矿物

岩浆岩被彻底风化后的残积物，主要由长石分解后新生的黏土矿物 (高岭

石、蒙脱石和水云母）组成。在附近的河床沙粒中，除石英外还可见到少量钾长石，偶见中性斜长石，见不到基性斜长石。这表明钾长石比斜长石抗风化能力强。

2. 铁镁类硅酸盐矿物

此类矿物以橄榄石、辉石、角闪石为代表。由这些矿物组成的岩浆岩被强烈化学风化后，在附近的河床沙粒中不见橄榄石，可见到少量辉石和角闪石，风化的残积物中可见较多的褐铁矿。这表明橄榄石抗化学风化能力最差，辉石和角闪石次之。

3. 云母类矿物

在岩浆岩风化后的原地残留物和河床沙粒中，常见到白云母碎片而无黑云母踪迹，表明白云母抗化学风化能力很强。黑云母在化学风化中被分解，形成黏土矿物和褐铁矿残留原地，部分以溶液的形式流失。

4. 石英

石英占地壳总重量的12%，它在化学风化中几乎不被分解，仅在极特殊情况下出现轻微溶蚀现象。因此无论在原地或在河床、滨海的沉积物中皆可见到大量的石英颗粒。

5. 碳酸盐矿物

常见的碳酸盐矿物是方解石和白云石。由于天然水中普遍溶有 $CO_2$，所以这类矿物易被溶解随水流失。

造岩矿物在化学风化中的相对稳定性可用表 4－2 予以概括。

表 4－2　造岩矿物在化学风化中的相对稳定性

| 稳定程度 | 稳定的 | 较稳定的 | 不稳定的 | 很不稳定的 |
|---|---|---|---|---|
| 矿物名称 | 石英<br>白云母<br>柘榴子石 | 正长石<br>微斜长石<br>酸性斜长石 | 角闪石、辉石<br>方解石、白云石<br>中性斜长石<br>石膏 | 橄榄石<br>黑云母<br>基性斜长石<br>海绿石 |

（二）残留原地的化学风化产物

矿物和岩石遭受化学风化的程度在很大程度上受当地气候和植物繁茂程度控制。例如在常年寒冻地区，化学风化几乎不能进行。在干旱气候地区，卤化物和硫酸盐虽然易溶于水，但因该区无常年流水，加上蒸发强烈，即使被暂时水体从基岩中溶解出来的盐类仍可重新结晶而在原地暂时堆积起来。在温带气候区，硅酸盐矿物的化学风化造成部分组分溶解而被流水带走，新生的黏土矿物和铁、锰的氧化物、氢氧化物残留原地。黏土矿物中含较多碱和碱土金属离

子的形成

候区，气温高、雨量充沛、植物繁茂，长期的化学风化可使黏土矿物再分解形成铝土矿和游离 $SiO_2$，后者部分被流水带走，部分在原地凝聚形成蛋白石。因此，铝、铁（锰）和硅的氧化物和氢氧化物是硅酸盐矿物化学风化的终极产物。

不含铁、锰的氧化物和氢氧化物的残积物通常是浅色土状堆积物，主要由各种黏土矿物组成。若有铁锰的氧化物和氢氧化物混入，则成红土（red soil）或砖红土（lateral）；若含锰量多时可呈黑褐色。单由铁的氧化物、氢氧化物（一般统称为褐铁矿）残积而成的产物称为铁帽（gossan），其含铁量甚高，甚至可作为炼铁的矿石开采利用。规模较大的铁帽通常是由多金属硫化物矿床在地表环境中长期化学风化形成的，因而铁帽常作为寻找地下隐伏多金属硫化物矿床的找矿标志（clue for prespecting）。

## 第五节 影响风化的主要因素

基岩风化的强弱或快慢受许多因素的影响，其中起主要作用的是岩石自身的性质和基岩所处的气候环境。

### 一、岩石性质对风化的影响

岩石的性质包括组成岩石的矿物性质和种类多少以及岩石的结构和构造特点。

在第四节中已对矿物的性质对化学风化的影响进行了分析。在物理风化中，岩石中矿物种类的多少、颜色深浅和均匀程度、矿物颗粒大小和均匀程度等都有一定的影响。矿物品种多的、颜色深和杂色的、颗粒大和大小差异大的岩石较易风化，这是由于矿物个体的热胀系数（如石英为 0.000 310，钾长石为 0.000 170，角闪石为 0.000 284，方解石为 0.000 200）不一致造成的。

基岩遭受强烈的构造运动（tectogenesis）后会出现大量不同方向、不同深浅的节理或裂隙，把基岩切成大小不等，形状不同的岩块。前面对球形风化的叙述已分析了较均匀分布的裂隙对风化的影响。基岩被大断层（fault）切割的地带，断层两侧会出现大量密集的、平行和斜交于断层的节理使基岩强烈破碎，地下水易于顺这条断层带（fault zone）流通，岩石受物理风化和化学风化的程度加强，久之在地形上常成为一条低洼地带。相反，裂隙稀疏的基岩往往成为高地或山梁。

## 二、气候因素对风化的影响

与风化相关的气候因素包括气温高低、降水量多少和降水量的季节分配以及由此决定的生物繁盛程度。在第二节和第四节中已经对与气候因素相关的物理风化和化学风化进行了具体分析。现在用图4—7表示风化作用与气候因素之间的关系。在极地冰原区，只有显露于冰层和冰冻土之上的基岩遭受冰劈作用，产生棱角状的岩屑。在荒漠区以物理风化为主，化学风化微弱。温带森林区和黄土区，物理风化和化学风化并行，但都不强烈。亚热带和热带雨林区，化学风化占主导地位。

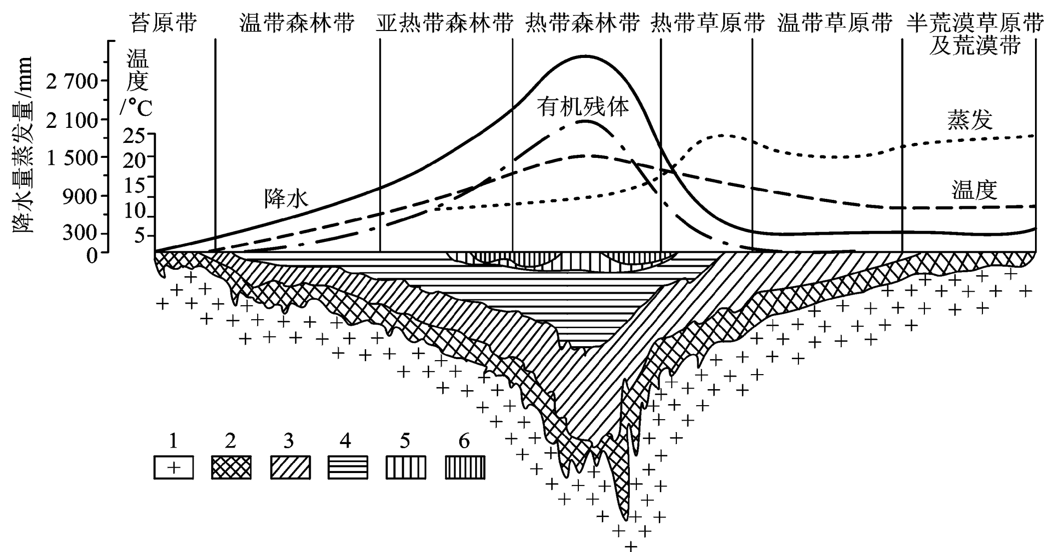



图4—7 不同气候－植被带风化壳厚度的变化

1. 基岩；2. 碎屑带；3. 伊利石－蒙脱石带；4. 高岭石带；
5. 赭石、氧化铝；6. 铁盘、氧化铝和氧化铁

## 三、地形对风化的影响

大陆上按海拔高度和地势起伏程度划分为许多地理单元。不同地理单元，特别是地势起伏程度对风化有明显的影响，如峭壁和陡坡上的基岩易受物理风化，但植被少不利于化学风化。平坦地区基岩风化产物原地堆积，地下水较丰富，植被好，有利于化学风化。山梁的阳坡和阴坡由于日照和气温不同、植被差异，因而基岩的风化程度也有差异。

# 第六节 风 化 壳

## 一、残积物、土壤和风化壳的概念

陆地表层的基岩经过长期的风化作用，由物理风化产生的碎屑和化学风化产生的残余矿物和新生矿物在原地堆积，统称为残积物（eluvium）。研究残积物的成分和特征有重要意义，因其成分与隐伏于其下的基岩有一定的相关性，对于寻找某些矿床有指示作用。此外，有些残积物中含有大量的抗风化强、比重大的贵重矿物，如金、铂、金刚石、锡石、宝石矿物等。若具开采价值则称为残积砂矿（eluvial placer）。有些残积物中的某些成分可以作为矿产开采利用的，可称为残积矿床（residual deposit）。

残积物上部的细碎屑和黏土等被生物改造，含较多腐殖质时则称为土壤（soil）（有些土壤由其它成因的土质改造而成）。大陆上覆盖的残积物和土壤并不是连续不断的，其厚度由不足1米到大于百米。这种由风化形成的松散残积物和土壤堆积而成的不规则地质体，称为风化壳（weathered crust）。

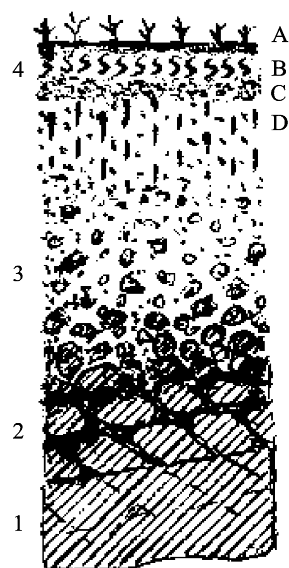



图4—8 风化壳剖面
1. 基岩；2. 半风化基岩；3. 残积层，上部为黏土，下部为碎屑；4. 土壤；A. 枯枝落叶层；B. 腐殖质层；C. 淋溶层；D. 淀积层

## 二、风化壳的结构

从剖面上看，风化壳自上而下具有一定的分层现象。根据残积物的成分和结构的变化，可以大致划分为以下几个层。

表层是土壤（图4—8中的4）。

土壤之下为残积层（图4—8中的3），其成分主要为母岩风化产生的岩屑和黏土矿物、褐铁矿等残积物。残积层上部可含少量从土壤层中淋滤下来的成分（包含有机质）。

残积层之下为半风化基岩（图4—8中的2）。湿热地区的半风化基岩由于已有少量易溶组分流失，岩石结构已部分疏松，但其外貌与母岩差异不大。干旱地区的半风化基岩只受到物理风化，产生一些风化裂隙，岩石的矿物成分没有变化。

风化壳的底即为未风化的基岩或母岩（图4—8中的1）。

风化壳的分层是渐进式的，各层之间并无明显的界面，这种渐进式界面不一定与土壤表面或基岩表面平行，它受到残积物的结构特征和地下水运移状况的影响。

## 三、土壤

土壤是指具有一定肥力而能够生长植物的疏松土层，它由无机质和有机质两部分组成，其厚度一般不足2m。

土壤的无机质部分为各种固体矿物质碎屑，占土壤固体物质重量的90%以上。这些矿物质碎屑可以是残积物，也可以是其它外动力作用沉积物和火山质。其中的原生矿物以石英为主，其次有钾长石和白云母等；次生矿物以黏土矿物、褐铁矿、三水铝土矿为主。其粒度多为中－细砂、粉砂和黏粒。

土壤的有机质部分占土壤固体重的5%左右。有机质包括植物未分解的根、茎、叶、动物排泄物和尸体等原始组织，还包括这些物质被土壤微生物分解转化而形成的有机质和腐殖质。腐殖质为黑色或暗棕色，呈胶体状，具有很强的吸持水分和离子的能力，是土壤肥力的重要部分。

土壤中的无机质和有机质相互胶结一起形成颗径较大的团聚体或团粒，称为土壤的自然结构体，其形态有球状、板状、柱状和块状等四种。土壤团粒之间的孔隙较大，有利于空气和水分的运动，也有利于植物根系的伸展和小动物通行。具有团粒结构的土壤抗旱保墒和防涝性能均较好，是肥沃土壤的重要标志之一。

土壤在垂直方向上具有分层性，不同层次具有独特的物理性质和外形，自上而下可划分为几个基本层次：

枯枝落叶层（图4—8中的A），主要为有机质的原始组织。

腐殖质层（图4—8中的B），呈黑或深灰色，具团粒结构。

淋溶层（图4—8中的C），水溶性组分和部分黏粒向下层迁移后，残留的难溶组分以石英的砂和粉砂为主，呈浅色调。

淀积层（图4—8中的D），因淀积了上层淋溶下的胶体和微粒，土体较坚实。

母质层（图4—8中的3），为各种成因的细碎屑物。

土壤是一切生命的基础，是一个国家最重要的自然资源。

## 四、风化壳的类型

由于各地区基岩成分的差异、气候条件的差异和风化类型的不同，导致风化形成的残积物具有明显的地域性。表4—3为现代大陆上主要的风化壳类型。

表 4-3　大陆上主要的风化壳类型简表

| 风化壳类型 | 形成条件 | 标型矿物 | 风化程度的标志 |
|---|---|---|---|
| 碎屑型 | 寒带、高山寒冻地区 | 原生矿物 | 物理风化，形成碎屑物 |
| 硅铝—氯化物—硫酸盐型 | 中纬、低纬干旱地区滨海地带 | 石盐、硝石、苏打、硬石膏 | 物理风化和初步化学风化，Na，Ca，Mg的氯化物和硫酸盐大量残留 |
| 硅铝—碳酸盐型 | 温带半干旱地区 | 碳酸盐、黏土矿物、硬锰矿等 | 化学风化较强，黏土矿物为主，Mn、Cu、Zn、B和碳酸盐部分残留 |
| 硅铝—黏土型 | 亚热带、温带湿润地区 | 黏土矿物以蒙脱石为主，少量褐铁矿 | 化学风化强，Fe，Al氧化物淋滤于下层，$SiO_2$ 富集表层 |
| 硅铝—铁质—铝土型（红土型） | 热带、亚热带湿热地区 | 铝土矿、褐铁矿、高岭石 | 化学风化极强，碱和碱土金属离子流失，$SiO_2$ 大量流失，黏土矿物大部分解，铝土矿、褐铁矿富集 |

地质历史时期形成的风化壳称为古风化壳（palaeocrust of weathering），地质历史时期形成的土壤称为古土壤（palaeosol）。由于它们结构疏松，厚度不大，在环境变化时容易遭受后期外动力地质作用的剥蚀而破坏。现在发现的古风化壳（包括古土壤）一般保存在沉积岩或变质岩地层中，多数已不完整，由于后期地质作用（如成岩作用等）的改造，在成分上和结构上与现代风化壳不尽一致。

研究古风化壳的目的主要是了解发育风化壳的地质时期的古气候和古地理环境，并且能对该区域经历的地壳运动作出概略的判断。一般地说，只有硅铝—铁质—铝土型或硅铝—黏土型风化壳才能较好地保存在地层中，它们的完整发育过程长达几十万年到几百万年，甚至更长。例如华北地区普遍发现的中奥陶统灰岩层上的铝土矿—褐铁矿风化壳，被上石炭统覆盖，表明该区自前4.4亿年以来已上升为陆地，遭受风化，直到前3.3亿年左右才陆续下降被海水淹没，接受新的沉积。在这一亿年的地质时期中该区经历了以缓慢上升为主的升降运动；地形相对较平缓，近于准平原（peneplain）；长期以湿热雨林气候为主。华北地区发育的这层古风化壳，有些地区厚度较大，甚至可以作为小型铝土矿或铁矿开采，因而已具有一定的经济价值。

## 思考题



1. 为什么强调风化作用是基岩在原地发生改变的作用？
2. 埃及沙漠中用花岗岩雕凿成的狮身人面像破损严重，面目不清晰，是哪些自然因素使其毁损的？
3. 以烧煤为主要能源的地区，用白色大理石（成分以 $CaCO_3$ 为主）修建的亭台，几百年后亭台表面多显黄褐污染色，为什么？
4. 同一个时代形成的风化壳为什么不是连续不断地覆盖在地面上？为什么有的厚达几十米，有的仅几米厚？
5. 在甲地的风化壳中发现金刚石或红宝石，在相邻的乙地的风化壳中是否也能找到金刚石或红宝石？

# 第五章 风的地质作用

天下之至柔，驰骋天下之至坚。——老子：《道德经》

## 第一节 概　　述

风是以水平运动为主的空气运动。风一般用风向、风速和风力来描述。风的运动方向是空气从高气压区向低气压区流动，因而既可以作水平运动，也可以从高处向低处或从低处向高处运动。风遇到障碍物时还可以绕开前进，其运动速度因受阻的程度不同而常有变化，一般单位是m/s。风力是风的强度，一般以 $kg/m^2$ 为单位。风力取决于风速的大小，可以用下列经验公式计算：

$$P=\frac{1}{2}CV^2$$

式中 *P为风力，C为经验常数，取*0.125，V为风速。

贴地面或在谷地中运动的风，因其各部位受摩擦阻力大小不同，各部位的风速也有差异。如距地2m处的风速为离地12m的风速的3/4。

风力属于机械力。风的地质作用是指风对地表岩石和松散堆积物进行机械的破坏、搬运和沉积的作用。地面上生长着茂密植物的潮湿地区，被巨厚冰层覆盖地区或未风化的坚硬基岩区，即使风力很强，风的地质作用也不明显。在干旱和半干旱的荒漠区和无植被的海滩、河滩、湖岸以及泥沙质地面，强风的地质作用相当显著。

然而强风在大陆上不是各处都有的，它的出现有一定的规律性。太阳直射于赤道附近低纬区，受热空气不断上升，这地带便形成低气压槽。热气流升到十几千米高空后转为水平运动向中纬区流去，空气变冷，体积压缩而下降，在南北纬30°左右的中纬区形成高气压区。此带空气在近地面处分别向南北两侧的低气压区流动，形成信风带。由于地球自西向东旋转和科里奥利效应，气流方向发生偏转。终年寒冻的极地为高气压区，从该区流向低气压区的信风方向同样发生偏转。于是，60°～90°的高纬区为东风带（北半球为东北风，南半球为东南风）；30°～60°的中纬区为西风带（北半球为西南风，南半球为西北风）；0°～30°的低纬区为东风带（北半球为东北风，南半球为东南风）。

大陆上与海洋上的空气受太阳辐射热影响的程度差异较大。夏季大陆上空气增温比海洋上快得多，大陆相对于海洋为低压区，海洋潮湿气流由海吹向大陆形成夏季风。冬季则相反，形成由陆向海运动的冬季风。

地形上的巨大起伏对空气的运动也产生重要的影响。比如一般潮湿气流向北运动中被东西向的山脉阻挡，气流被迫上升翻山过程中，水汽降温结成雨下降于山脉南坡，这种雨叫地形雨（orographical rain）。翻过高山后下降的气流，气温升高而干燥，对山脉北坡则形成焚风（foehn wind）。我国西部和西南部，绵延几千米的喜马拉雅山脉和相伴的青藏高原，平均高出海面4～5 km，逼使从印度洋吹向大陆的潮湿空气爬升和转向。大量水汽在喜马拉雅山脉南坡凝聚成雨降落，到达青藏高原内部及其北缘的空气已成干冷气流。

从全球看，受干热高气压带控制的南北纬15°～35°的地势较平坦地区，终年受到信风吹刮，雨量稀少（平均＜250 mm），蒸发量大（年均＞2 500 mm），有利于沙漠（sandy desert）的形成。北非的撒哈拉沙漠、西亚的阿拉伯沙漠和澳大利亚沙漠均在这个地带上。在中亚和东亚，由于伊朗至青藏地区自新生代以来强烈抬升而形成高原以来，沙漠的发展移向北侧，如咸海周边沙漠，我国新疆和内蒙一带的沙漠等，分布在北纬37°～46°地区，受西伯利亚高压冷气团的控制，经常出现干冷强劲的气流。

## 第二节 风的剥蚀作用

风的剥蚀作用简称风蚀（wind erosion），是风力吹毁和磨损地表基岩和松散堆积物的作用。它包括吹蚀和磨蚀两种方式。

### 一、吹蚀作用

吹蚀作用（deflation）是风力将基岩物理风化碎屑和地面上松散碎屑物吹离原地的作用。空气的密度极小，仅为水的1/896。空气运动无固定流路，风向和风速变化大，气流基本上呈紊流状态。由紊流产生的上升流的流速约为平均风速的1/5。当风力达到一定程度时就能够将地面上松散的沙粒吹扬起来（表5－1）。

表5－1 碎屑粒径与起动（推移）风速的关系

| 沙粒粒径/mm | 起动风速/m·s$^{-1}$ | 测试地点 |
|---|---|---|
| 0.1～0.25 | 4.0 | 新疆莎车 |
| 0.26～0.50 | 5.6 | 新疆莎车 |
| 0.51～1.00 | 6.7 | 新疆莎车 |
| ＞1.00 | 7.1 | 新疆莎车 |

（据李江风《沙漠气候》2002）

但是<0.03 mm的粉砂和黏粒因颗粒互相黏连，很难被风吹扬起来。它们通常是受到其它较大沙粒的撞击后才飞离地面的。一般能够吹扬起0.25 mm中粒砂的风称为起沙风（风速≥4 m/s）。

强劲的风直接吹向凸起于地面的基岩，特别是已遭风化的基岩和固结不紧的软弱岩石，加上沙粒的撞击作用，容易造成松散碎屑脱落。

## 二、磨蚀作用

磨蚀作用（abrasion）是指风挟带的沙粒与基岩摩擦使其损坏的作用。基岩迎风面平坦时多为线状摩擦；若基岩迎风面有空隙或凹坑，运动的沙粒会造成旋转摩擦。

风力吹扬起来的沙粒随风前进形成风沙流（wind drift sand）。风沙流中的含沙量是随高度的增大而减少的。从在新疆莎车实测到的资料（表5—2）表明，风速为9.8 m/s时，距地面0～20 cm高度范围的含沙量已占风沙流总量的91.62%。风沙流从基岩旁边流动，相当于用沙枪摩擦构件，贴近地面处磨损最强，离地面越高磨损越少；风力越强，磨损越严重。

表5—2　风速9.8 m/s时不同高度的含沙量

| 高度/cm | 0～10 | 10～20 | 20～30 | 30～40 | 40～50 | 50～60 | >60 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 含沙量（%） | 79.32 | 12.30 | 4.79 | 1.50 | 0.90 | 0.40 | 0.74 |

## 三、风蚀作用的产物

风蚀作用的产物主要有以下几类：

（一）岩漠和戈壁

干旱气候区的基岩裸露区，不断的物理风化使基岩表层碎裂、崩落，产生大大小小的岩块和岩屑。强劲的风不断吹磨将细小碎屑带走，有利于物理风化继续进行。残留的基岩和地面上散布的石块以及粗大岩碎也遭到不同程度的风蚀，有的形成蜂窝石、蘑菇石。由于缺乏细碎屑物，植物极其稀少。这种地貌称为岩漠（rocky desert）。

干旱气候区虽然年均雨量一般不足250 mm，但是雨量分布极不均匀。一年或几年一遇的大暴雨将集水区内的大量岩屑搬运到山麓带，形成多个洪积扇（proluvial fan）。强劲的风力不断地将其表层的细碎屑物吹扬并运移到下风区；未能搬走的大砾石表面有明显的风蚀痕迹，有的已改造成风棱石（ventifact）。这种地貌称为



图5—1　柴达木盆地的戈壁

戈壁（gobi）（图5—1）。

风沙流经过戈壁滩时，砾石的迎风面被逐渐打磨成较平坦的磨光面。若风向改变，砾石的另一个面遭受打磨而形成磨光面。久之，一些砾石会被磨蚀成二面、三面或四面光滑的风棱石（图5—2）。对数量较多的风棱石磨光面的统计分析，可以反映风沙流的变化情况。当然有些砾石的磨光面与其原始形态有关，有的砾石可能因被强风吹翻或滚动过，不能据以推测风沙流方向。

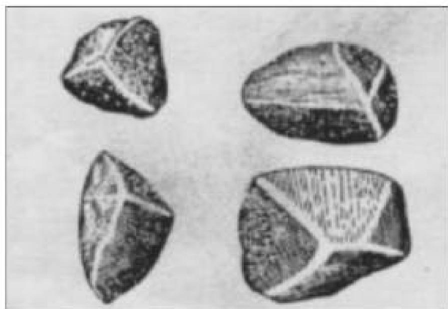


图5—2　风棱石

（二）蘑菇石和摇摆石

突出地面的岩块，在遭受物理风化的同时还受到强劲风沙流的吹蚀和磨蚀，近地面部分磨损快，最后形成上大下小的蘑菇状孤石，称为蘑菇石（mushroom rock）（图5—3）。



图5—3　根断歪倒的花岗岩蘑菇石（叶俊林摄）

与基岩已有裂面分离的大岩块或崩附落地的大岩块，其近底部遭受强烈风化和风的磨蚀，其与垫伏基岩接触处日益缩小，让观者感到可被风吹动或人力摇动，这种近于球状的风化和风蚀的巨石称为摇摆石（roggan）或风动石（图5—4）。

（三）风蚀谷、风蚀残丘和风城

干旱气候区内由中—新生代砂岩和泥岩构成的基岩，被暂时性洪流冲蚀成沟谷纵横的起伏地形，经强劲风沙流长期风蚀后，顺主导风向可出现几至几十千米长的风蚀谷（aeolian valley）。由于贴近谷底处磨蚀出凹槽引起谷壁崩塌，因而风蚀谷两壁多为陡壁。

残留高地在洪流、风蚀和风化的多重作用下，出现一些孤立的岩垛和岩丘，因其具有明显的风蚀痕迹，可称为风蚀残丘（deflationunaka）。倾斜岩层




图5-4 花岗岩形成的摇摆石 (叶俊林摄)

多形成不对称的残丘或单面残丘;水平岩层常形成平顶丘。其高度一般有10～30 m。较密集分布的平顶丘，从远处观望颇似被破坏的古城堡，特称为风城 (wind-eroded castle)。我国青海柴达木盆地西部和新疆吐鲁番盆地第三纪沉积岩分布区，可见到典型的风蚀谷、风蚀残丘和风城地貌 (图5-5)。



图5-5 柴达木盆地的风城 (新华社图片)

(四) 风蚀洼地

由松散沉积物覆盖的低地受到风沙流长期的吹蚀，特别是背风面气流形成的涡流作用，使地面逐步降低而成洼地，称为风蚀洼地 (blowouts)。若洼地低于潜水面时，地下水汇集到洼地中可形成浅水湖，如甘肃敦煌的月牙泉。埃及西北部沙漠中的卡塔拉洼地面积18 000 km，深达200～300 m，是一个规模很大的风蚀盆地 (aeolian basin)。

## 第三节 风的搬运作用

### 一、风的搬运方式

风力将碎屑物以机械方式从原地迁移的过程就是风的搬运作用。风的搬运方式有悬运 (suspension)、跃移 (saltation transport) 和推移 (traction) 三种。

(一) 悬运

悬运是指粒径小而轻的碎屑受到紊流和涡流作用上升到风沙流上层而迁移较远距离的过程。悬运碎屑粒径多小于0.1 mm。碎屑粒径越小，在空中悬浮

的时间越长，因而可以被搬运到很远才徐徐降落（表5—3）。例如，北非撒哈拉沙漠中发生的一次大风暴（wind storm）将上百万吨粉沙和黏粒以悬运方式吹到欧洲中部，落地尘土多达1.8×10⁶ t。由于强风将地面大量沙尘（粉砂和黏粒）吹起，使空气很浑浊，水平能见度在1000 m以内的天气现象，称为沙尘暴（sandstorm）。我国西北和华北许多地区每年都会遭受几次到几十次沙尘暴的干扰。

表5—3　沙尘颗粒在悬运中的飞行时间和降落速度（平均风速15 m/s）

| 粒径/mm | 降落速度/cm·s⁻¹ | 飞行时间 | 悬运距离/km | 最大高度/m |
|---|---|---|---|---|
| 0.001 | 0.00824 | 0.95～9.5年 | 0.45～4.5×10⁶ | 7.8×10³～77.5×10³ |
| 0.01 | 0.824 | 0.83～8.3小时 | 4.5～45 | 78～775 |
| 0.1 | 82.4 | 0.3～3秒 | 4.5×10⁻³～45×10⁻³ | 0.78～7.8 |

（据李江风著《沙漠气候》）

（二）跃移

跃移是指沙粒在气流中以跳跃方式迁移的过程。沙粒被风力推动发生碰撞而跳离地面，并被风力加速向前运动一段距离后向下风方向斜落，入射方向与地面成10～16夹角。掉落沙粒若撞击到大砾石，它将被反弹回空中继续上述运动；若撞击到松散沙粒，受撞击的沙粒跃起，重复上述抛物线式运（图5—6）。撞击作用比风力直接起动该沙粒所需风速约小1/5。所以沙粒撞击—跳级。

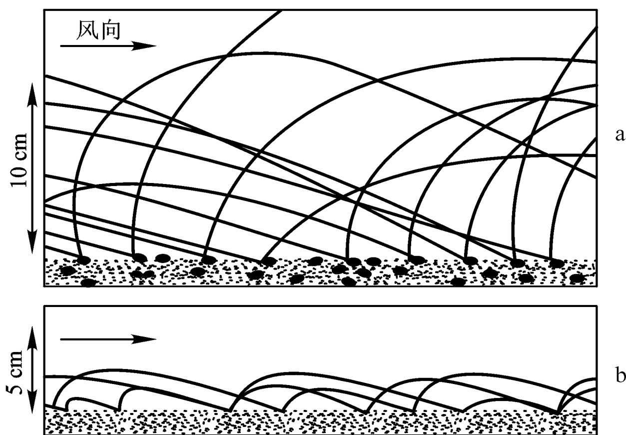



图5—6　沙粒在地面上跃移情形
（据W. K. 汉布林，地球动力系统，1980）
a 在砾质地面上；b 在沙质地面上

### (三) 推移

推移是指大沙粒和细砾石受到飞跃沙粒撞击后，沿地面滑动或滚动的过程。飞跃沙粒的撞击所产生的动能，可以使为其直径6倍的地面沙粒向前蠕动。风速>8 m/s时可以推移0.5 mm的粗砂，风速>17 m/s时可以推移2 mm的细砾石。12级大风（风速>32.5 m/s）可以推移5 mm的细砾石，形成沙漠中“飞沙走石”的特大风沙流。

## 二、风的搬运特点

### (一) 风的搬运量

风的搬运量或输沙量可以用以下经验公式计算：

$$Q=443\times10^{-6}V^{3}L$$

式中 $Q$ 为输沙量（$m^3$），$V$ 为风速（m/s），$L$ 为风沙流宽度（m）。可见，风的搬运量随风速的增大而迅速增加。再加上风沙流持续时间较长（如持续1 h，合3 600 s，$Q$ 将增大3 600倍），风的累计搬运量将极为惊人。有人计算新疆楼兰古城附近775 $km^2$ 地面，40年内被风搬运走的沙粒达 $21.7\times10^6$ $m^3$。

### (二) 分选性和沙粒圆化

上面对风的搬运方式的分析已表明，风的搬运具有显著的分选性。在大的风沙流中，悬运量约占搬运总量的5%，推移量约占20%。跃移量占70%～80%。若风速减小，风的搬运能力将迅速下降，首先是推移能力大为降低。如风速从>17 m/s下降到<10 m/s，则>0.7 mm的粗砂和细砾石都不再移动，原先“飞沙走石”的风沙流将主要是飞沙和扬尘，没有多少粗砂移动了。若风速降到4 m/s以下，“飞沙”现象已不显著，但下风方向的天空仍将黄尘滚滚，大量的悬运物继续向前运动，需经很长的时间才顺次降落。

风沙流前进中，沙粒不断与地面的沙和砾发生撞击，在空中的沙粒彼此间也发生碰撞，碎屑的棱、角被磨损而圆化，颗粒被磨细和磨光。经过长期反复运移的风成沙常成毛玻璃球状，其表面还有许多撞击小坑。用显微镜观察，0.03 mm的风成沙还有磨损痕迹。

# 第四节 风的沉积作用

## 一、风的沉积作用特点

当风速降低到紊流的上举力低于被运移沙粒所受的重力时，沙粒便顺次降落到地面上，形成风积物（aeolian sediment），这就是风的沉积作用。风速降低的原因主要有气压梯度减小，遇大规模障碍物（如山脉），与地面摩擦等，风

沙流与相反方向运动的潮湿气流相遇也会降低风沙流速度。

风沙流运动过程中的分选性，使其沉积作用同样具有分选性。然而风的沉积作用的分异作用比起其它外动力来更突出地表现在地域性上。例如，在岩漠区和戈壁滩的盛行风的下风方向上，分布着大面积沙漠区（desert area），这是风成沙的推移和跃移物的沉积区，集中了风力搬运总量90%～95%。靠近岩漠和戈壁滩的沙漠区边缘沙粒粗，还有不少细砾石；沙漠区中部及远缘的沙粒以0.3～0.1 mm的中—细粒砂为主；以粉砂和微尘（黏粒）为特征的黄土沉积远离风源区几十到几百千米。

## 二、风的沉积物

### （一）风成沙的堆积形态

沙漠是风成沙的最主要的沉积场所，风成沙的堆积形态在沙漠区最多，规模也最大。沙量较丰富的海滩、河滩和湖岸上也有风成沙的几种堆积体，但规模比沙漠区小得多。

#### 1. 沙堆

风沙流遇到较宽大的地面障碍物时风可以翻越和绕道前进，但被推移和大量跃移沙粒受阻而停积在障碍物迎风而下，越积越高，堆积体积不断扩大而形成沙堆（sand mound）。若障碍为灌木、草丛或不大的岩块，风沙流可绕道前进，但因其背风区风速减小，部分沙粒在该处沉积形成小沙堆。当其增长到一定规模时，小障碍物与小沙堆的迎风面也会有推移和跃移的沙粒堆积，直到构成一个将小障碍物包围在中间的大沙堆。这种沙堆平面上近圆形，高几米至30 m。在供沙量不大且风力不强的海滩、河滩和湖岸上多见这种沙堆。沙漠边缘也见这种沙堆。

#### 2. 新月形沙丘和新月形沙丘链

沙堆的出现改变了近地面风沙流的动力结构。沙堆迎风面不断堆积沙而使沙坡坡度变缓。沙堆迎风坡角＜20°时就有利于飞跃起的沙粒向上跃移，坡角更小时推移沙粒也可以爬升。当这些沙粒越过坡顶移到背风坡上部后，由于越过坡顶的气流顺坡下降产生涡流，使沙坡下部沙粒被卷走，涡流还会卷起其两侧的沙粒在背风面沙坡上部降落，于是沙坡上部沙量大增，坡度增大，当坡角超过沙粒休止角（34°）时沙粒自由崩坠，在背风面形成30°～34°的陡坡。这种过程反复进行，陡坡上顺次堆积的沙层形成与坡面平行的斜层理。风沙流的持续运动使这种沙堆变成迎风坡缓（5°～20°），背风坡陡（30°～34°），两翼伸向下风向的新月形，称之为新月形沙丘（barchan）（图5－7）。新月形沙丘高10～50 m，宽几十到几百米。新月形沙丘在沙漠区和海滩上较常见到。

多个新月形沙丘顺风移动时，若其翼部互相衔接即形成新月形沙丘链（barchan chain）。由于各沙丘的规模不同，移动速度不尽相等，因而沙丘链的形态不甚规则，链的延伸方面与主导风向往往斜交。新月形沙丘链是沙漠区常

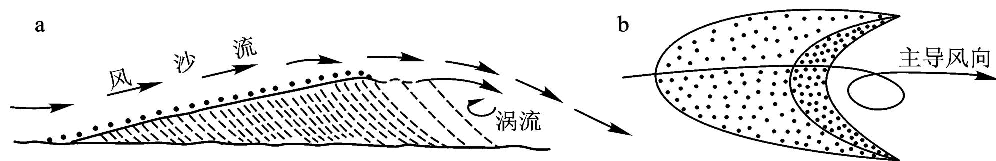


图 5－7　新月形沙丘形成示意图

见的形态。

3. 横向沙丘

横向沙丘（transversal dune）从大范围看呈波浪形，各个沙丘之间较开阔，单个沙丘类似新月形沙丘，其迎风坡缓，背风坡陡，具有向下风向略前伸的两翼，沙脊因而弯曲。沙脊排列方向与盛行风向近于直交。横向沙丘形成于沙量供应充沛，地势平坦开阔的地区，因其覆盖面积广大，像是波涛汹涌的海洋，所以又称为沙海（图 5－8）。许多大的沙漠区都有横向沙丘分布。在沙量丰富、向岸风强劲的开阔海滩上也可以出现横向沙丘。


图 5—8　甘肃的沙漠
（新华图片社）

4. 纵向沙丘

纵向沙丘（longitudinal dune）由长条形沙龚平行排列构成，长轴平行于盛行风向或两股风合成的矢量方向。沙龚高几十米，长几千米至几十千米，相邻沙龚之间相距几百米。纵向沙丘从横剖面看，坡角较陡，两坡内有平行坡面的斜层理向坡顶交会。大洋洲沙漠区中部纵向沙丘分布面积很大，称其为沙龚沙丘。北美沙漠、阿拉伯半岛沙漠、新疆塔克拉玛干沙漠中也大量分布纵向沙丘。纵向沙丘的成因有不同的观点，有人认为是由新月形沙丘受到强劲单向风的改造，其一翼不断延长而形成；也有人认为强劲的单向风形成水平流动涡流，把低处沙粒卷起并带到沙龚顶部，沙龚两侧洼地成为气流通道，沙龚不断延长而成纵向沙丘。

5. 星状沙丘

星状沙丘（star dune）又称金字塔形沙丘（pyramidal dune）。沙丘具 3～4 个三角形斜面，因而有 3～4 条沙脊
25°～34°。星状沙丘一般是由几个方向且风力相差不大的风沙流造成的。每条沙脊常代表一种风向。星状沙丘在北非部分
在新疆准噶尔盆地的沙漠中也可见到（图 5－9）。

（二）风成黄土沉积

1. 黄土成分特点

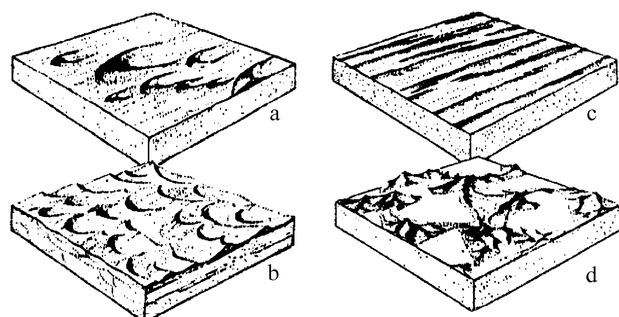



图5—9　几种主要沙丘类型简图

(据W. K. 汉布林，地球动力系统，1980)

a. 新月形沙丘；b. 横向沙丘；c. 纵向沙丘；d. 星状沙丘

被风沙流悬运的粉砂和微尘（黏粒）在高空长期飘浮，按粒级和比重大小徐徐降落在沙源区外很远的地带，形成黄土（loess）沉积。风成黄土具有以下特点：

(1) 分布区不受地形限制，可以覆盖在山地、沟谷和平地上。若无后期其它外动力作用改造，相邻地区黄土厚度差异不大。

(2) 一般呈灰黄、棕黄色，不显层理，岩性上下一致，垂直节理发育。

(3) 分选较好，粒径主要为0.1～0.005 mm（表5—4）。

表5—4　我国黄土颗粒粒级的平均含量

| 粒径/mm | >0.1 | 0.1～0.05 | 0.05～0.01 | 0.01～0.005 | <0.005 |
|---|---|---|---|---|---|
| 平均含量（%） | 1.06～1.21 | 25.5 | 48.5～43.4 | 7.2～9.1 | 18.2 |

(4) 大颗粒磨圆度较好，细微粒呈半棱角至棱角状，粒间互相黏连，孔隙率高达44%～55%。

(5) 黄土

>2.9的矿物如绿帘石、磁铁矿、黝帘石、角闪石等占4%～10%，不稳定矿物如黑云母、辉石等极少。化学成分以$SiO_2$和$Al_2O_3$为主，CaO也较多（表5—5）。

表5—5　我国晚更新世黄土的化学成分

| 成分 | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | CaO | $Fe_2O_3$ | $K_2O$ | MgO | FeO | $Na_2O$ | $H_2O$ | $TiO_2$ | $P_2O_5$ | MnO | 有机质 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 含量(%) | 59.2 | 9.56 | 7.77 | 3.31 | 2.55 | 2.44 | 2.03 | 1.80 | 1.06 | 0.65 | 0.22 | 0.15 | 5.32 |

(转引自徐成彦等《普通地质学》，1988)

黄土的化学成分与现代大气中飘浮的尘土极为相似，有力地证明黄土的主要成因为风沙沉积。风成黄土形成后受到其它外动力作用的改造，可以形成类

似的黄土，称为次生黄土或黄土状土。区分它们需要找到其成因标志。

2. 黄土地貌

黄土在世界上分布区域相当广泛，主要分布在中纬度干旱和半干旱气候的沙漠区的下风区，在大陆冰川覆盖区的外缘也有黄土分布。我国的黄土集中分布在陕、甘、宁、晋、豫等省区，分布面积约 $44\times10^4$ $km^2$，占我国陆地面积的4.4%。黄土分布区的海拔高程多在1 000 m以上，称为黄土高原（loess plateau），少部分分布在稍低于600 m的平原区（如渭河平原）。黄土沉积的厚度以宁东和陕北为中心，一般超过100 m，最厚达200 m；六盘山以西、吕梁山以东减至50～100 m。

在黄土高原上按形态特征还可以分出黄土塬、黄土梁和黄土峁等地貌。

黄土塬（loess yuan） 指地形较平坦的大面积黄土分布区，地面上有不密集的深切沟谷和深切河谷。黄土塬在地质历史上曾是较低的平原区，后期地壳抬升，流水下切而成现今地貌。

黄土梁（loess liang） 指两条大致平行的沟谷夹持的长条状高地，沟谷坡上还可发育小的冲沟，但尚未切穿长梁（图5－10）。



图5－10 被冲沟切割的黄土梁（新华图片社）

黄土峁（loess mao） 指具有近圆形平顶的孤立小丘，其边坡较陡，已被小冲沟切割。

## 思考题



1. 龙卷风具有强烈的旋转上升运动，可以把地面上大小物体卷起并搬运很远，它是不是沙漠区的主导风型？为什么？
2. 甘肃敦煌月牙湖被新月形沙梁三面环绕，它为什么没有被移动的沙粒填满的消亡？
3. 江西南昌市区以南30 km范围内的赣江两岸存在大量沙滩，具有30°～32°的斜层理，沙堆是什么气候环境中形成的？

4. 徒走穿越大沙漠时，带的水用光后，有什么办法获得维持生命的饮水而走出困境？
5. 我国北方每年多次出现沙尘暴天气，有无办法不使沙尘暴天气发生？
6. 通过植草、植树，固定移动沙丘，使沙化区变成绿洲。经过长期坚持不懈地努力，能否把我国的沙漠都改造成绿洲？

# 第六章 地下水的地质作用

地下水（ground water）是贮存于地面以下岩石空隙中的水，是地球水圈的重要组成部分，地下水分布十分广泛。它不仅发育在潮湿地区，在干旱的沙漠、高寒极地地区也同样存在地下水。据联合国教科文组织资料，全球地下水总量约为 23 716 500 $km^3$，占地球浅部圈层水的 1.723%。

地下水的功能主要包括：资源、生态环境因子、灾害因子、地质营力和信息载体。本章仅讨论其地质营力，即地下水的地质作用。

分布于地表以下各层圈中的地下水在其活动中，广泛地与周围物质进行各种物理和化学作用，从而不断地改造着周围的地质环境，同时也改造着地下水本身，这种水与环境介质相互作用的过程及结果就是地下水的地质作用。这种作用进行的形式和强度与多种因素有关，如环境的温度、压力、水与周围岩土的物理化学性质、地下水的埋藏深度等。

在地壳上部，某些油气田和某些金属次生矿带的形成，是由于它们的原生基质被地下水俘获或溶解，并在一定的地下水动力条件下被搬运到合适的地点聚集或析出所至。而在另一种条件下，地下水却可以把已有的油气田、金属矿或盐矿予以破坏。在矿体组分向水中转移的过程中，地下水的化学特征必然呈现出某种异常，利用这种异常可追踪寻找原矿体，特别是一些盲矿体，这称作水化学找矿。

在可溶性岩石分布的地区，常可看到发育有各种奇特的洞穴和溶蚀地貌景观，这主要是地下水溶蚀作用的结果。某些松散沉积物容易被地下水潜蚀面导致地面变形、滑塌；地壳表层风化、成土过程等地下水亦起着重要作用。由此可见，地下水的地质作用非常广泛。

## 第一节 地下水的贮存

### 一、岩石中的空隙

地壳浅部的岩石，不论是松散的沉积物，还是固结的基岩，皆存在着大小不等和形状各异的空隙，不含空隙的岩石自然界是不存在的。正是这些空隙为地下水的贮存提供了必要的空间条件。

岩石中的空隙是地下水贮存场所和运动通道。空隙的多少、大小、形状、连通情况和分布规律，对地下水的分布和运动具有重要影响。

### (一) 岩石空隙的类型

由于岩石空隙成因不同，因而在不同情况下岩石空隙的特征差异极大，当将其作为地下水贮存场所和运动通道研究时，通常把岩石空隙分为三类：即松散岩石中的孔隙、坚硬岩石中的裂隙和可溶岩石中的溶穴。

#### 1. 孔隙

松散岩石是由大小不等的颗粒组成的。在颗粒或颗粒集合体之间的空隙，称为孔隙（参见图6—1中，a—1～a—4）。岩石中孔隙体积的多少是影响其储容地下水能力大小的重要因素。孔隙体积的多少，可用孔隙度表示，它是指某一体积岩石（包括孔隙在内）中孔隙体积所占的比例。若以 $n$ 表示孔隙度，$V$ 表示包括孔隙在内的岩石体积，$V_n$ 表示孔隙体积，则：

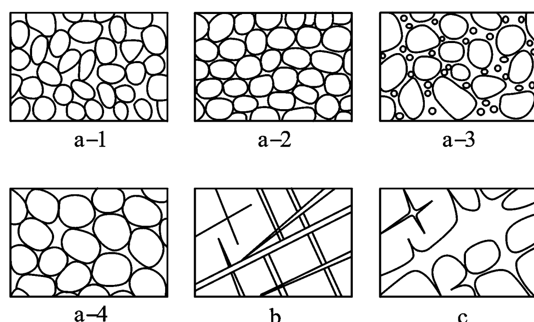



图6—1 岩石的各种空隙

$$n=\frac{V_n}{V}\text{或 } n=\frac{V_n}{V}\times 100\%$$

孔隙度是一个比值，可用小数或百分数表示。

孔隙度的大小主要取决于颗粒的分选程度和排列情况，颗粒的形状及胶结充填情况也影响孔隙度。

颗粒分选程度愈差，孔隙度愈小。这是因为细小颗粒充填于粗大颗粒之间的孔隙中，自然会降低孔隙度（见图6—1中，a—3）。颗粒排列方式对孔隙度亦有影响，可设想一种理想的情况，即构成松散岩石的颗粒均为等粒圆球：当其为立方体排列时（图6—2a），可算得孔隙度为47.64%；当为四面体排列时（图6—2b

可知，当排列方式相同时，等粒圆球的直径不同，孔隙度完全相同。自然界中松散的岩石的孔隙度大约介于上述两种排列方式之间。另一方面，自然界中的岩石颗粒均是不规则

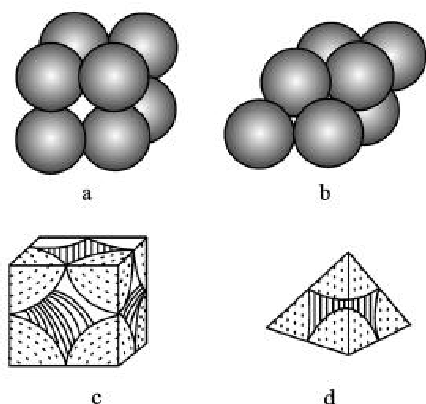



图6—2 颗粒的排列形式

a、c. 立方体排列；b、d 四面体排列

的，而形状愈不规则，棱角愈明显，通常排列就愈松散，孔隙度愈大。岩石颗粒胶结充填程度越差，孔隙度越大，相反，孔隙度越小。表6—1列出了自然界中主要松散岩石孔隙度的参考值。

表6—1　松散岩石孔隙度的参考数值（据弗里泽等，1987）　(%)

| 岩石名称 | 砾石 | 砂 | 粉砂 | 黏土 |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| 空隙度变化区间 | 25～40 | 25～50 | 35～50 | 40～70 |

2. 裂隙

固结的坚硬岩石，包括沉积岩、岩浆岩和变质岩，主要发育各种应力作用下岩石破裂产生的裂隙（图6—1b）。按裂隙的成因可分为成岩裂隙、构造裂隙和风化裂隙。

裂隙的多少以裂隙率表示。裂隙率（$k_r$）是裂隙体积（$V_r$）与包括裂隙在内的岩石体积（$V$）的比值，即

$$k_r = V_r / V \text{ 或 } k_r = (V_r / V) \times 100\%$$

3. 溶穴

可溶的沉积岩，如岩盐、石膏、石灰岩和白云岩等，在地下水溶蚀下会产生空洞，这种空隙称作溶穴或溶隙（图6—1c）。溶穴的体积（$V_k$）与包括溶穴在内的岩石体积（$V$）的比值称为岩溶率（$K_k$），即

$$K_k = V_k / V \text{ 或 } K_k = (V_k / V) \times 100\%$$

溶穴的大小十分悬殊，大的溶洞可宽达数十米，高数十乃至百余米，长达几至几十公里，而小的溶孔直径仅几毫米或更小。岩溶发育带内岩溶率可达百分之几十，而其附近的岩溶率几乎为零。

（二）岩石的透水性

岩石的透水性是指岩石允许水透过的能力。其好坏，主要取决于孔隙的大小，还与孔隙度及连通情况有关。对于未固结岩石的透水性主要取决于其组成颗粒的大小，如由粗大颗粒（直径大于2 mm）组成的砾石层通常透水性良好，而由细小颗粒（直径小于0.001 mm）组成的黏土层常很难透水。对于已固结或结晶的岩石，其透水性则主要取决于裂隙的张开程度或溶穴（隙）的直径大小，裂隙的张开宽度愈大或溶穴的直径愈粗，则岩石的透水性愈良好。另一方面，在岩石的空隙大小一定的条件下，岩石的空隙度愈大，透水性也就愈好。岩石的空隙之间相互连通，有利于透水。

岩层按其透水性可分为透水层与不透水层。饱含水的透水层称作含水层。不透水层通常叫隔水层。实际上含水层是能够透过并给出相当数量水的岩层，而隔水层则是不能透过与给出水，或者透过与给出的水量微不足道的岩层。

## 二、地下水的存在形式

地下水以多种形式存在于地表以下的岩石孔隙中，可分为结合水（强结合水与弱结合水）、液态水（重力水与毛细水），固态水和气态水。

### （一）结合水

结合水是指受松散岩石颗粒表面及坚硬岩石孔隙壁面的静电引力大于水分子自身的重力的那部分水。此部分水束缚于固相表面，不能在自身重力影响下运动。由于固相表面对水分子的吸引力自内向外逐渐减弱，结合水的物理性质也随之发生变化。因此，将接近固相表面的结合水称为强结合水，其外层称为弱结合水。强结合水的密度平均达 2 $g/cm^3$ 左右，不能流动，但可转化为气态水而移动；弱结合水分子排列不如强结合水规则和紧密，溶解盐类的能力较低，弱结合水的外层能够被植物吸收利用。

### （二）重力水

重力水是指距离固相表面较远的那部分水分子，重力对它的影响大于固体表面对它的静电引力，因而能在自身重力作用下运动。重力水中紧靠弱结合水的那部分水，仍然受固体引力的影响，在流动时呈层流状态。远离固体表面的重力水，不受固体引力的影响，只受重力控制，在流速较大时容易转为紊流运动。岩土孔隙中的重力水能够自由流动，井、泉取用的地下水都属于重力水。

### （三）毛细水

毛细水是指存在于地下水面以上松散岩石中细小孔隙中的水。这部分水由于毛细力的作用，水从地下水面沿着细小孔隙上升到一定高度形成了毛细水带，其受地下水面支持，随着地下水面的升降上下移动。

### （四）气态水与固态水

在未饱和水的空隙中存在着气态水。气态水可以随空气流动而流动，即使空气不流动，它也能从水汽压力（绝对湿度）大的地方向小的地方移动。气态水在一定的温度、压力条件下，与液态水相互转化，两者之间保持动态平衡。

岩石的温度低于 0 ℃时，孔隙中的液态水转为固态水，在我国北方冬季常形成冻土。东北和青藏高原，一部分岩石中贮存的地下水多年保持固态，成为多年冻土。

## 三、地下水的基本类型

依据地下水的埋藏条件与含水介质类型，通常将地下水划分为不同类型：按地下水的埋藏条件分为包气带水、潜水及承压水；按含水介质类型分为孔隙水、裂隙水及岩溶水（见表 6−2）。

表 6−2　地下水分类表

| 埋藏条件 \ 含水介质类型 | 空隙水 | 裂隙水 | 岩溶水 |
|---|---|---|---|
| 包气带水 | 土壤水<br>局部黏性土隔水层上季节性存在的重力水（上层滞水）过路及悬留毛细水和重力水 | 裂隙岩层浅部季节性存在的重力水及毛细水 | 裸露之岩溶化岩层上部岩溶通道中季节性存在的重力水 |
| 潜水 | 各类松散沉积物浅部的水 | 裸露于地表的各类裂隙岩层中的水 | 裸露于地表的岩溶化岩层中的水 |
| 承压水 | 山间盆地及平原松散沉积物深部的水 | 组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的各类裂隙岩层中的水 | 组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的岩溶化岩层中的水 |

（一）按地下水的埋藏条件划分的类型

1. 包气带水

在地表以下一定深度，岩石中的空隙被重力水所充满，形成地下水面。地下水面以上称为包气带；地下水面以下称为饱水带（见图6—3）。

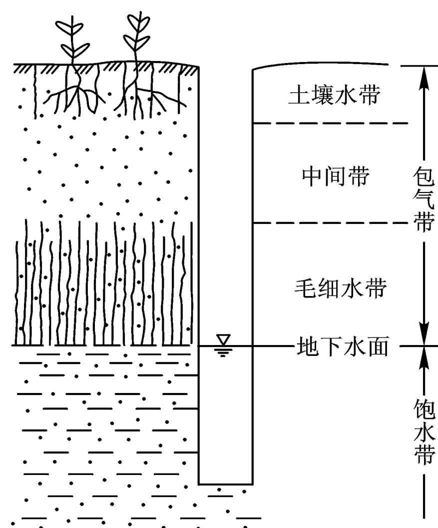


图6—3 包气带与饱水带

贮存于包气带中的地下水称为包气带水。其具有不同的存在形式，包括气态水、结合水和毛细水。雨后不久包气带中还会有正在下渗的“过路”重力水。地表附近土壤层中所含的地下水亦称土壤水。

当包气带中有局部隔水层（如黏性土透镜体）存在时，局部隔水层上部的透水层中会积聚具有自由水面的重力水，这被称为上层滞水（见图6—4）。因其接近地表，雨季获得补给，积存一定水量，但旱季水量会逐渐耗失。故其水量小，动态变化大，只有在缺水的地区上层滞水才能成为小型供水水源或暂时性供水水源。

2. 潜水

潜水是指埋藏于地面以下第一个稳定隔水层以上，具有自由表面的重力

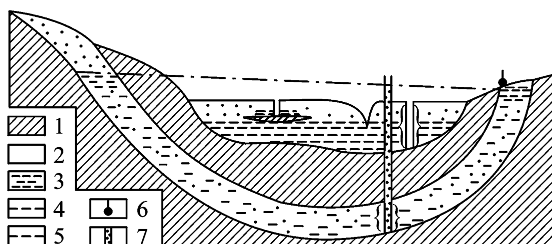



图 6—4　潜水、承压水及上层滞水

1. 隔水层；2. 透水层；3. 饱水部分；4. 潜水位；5. 承压水测压水位；6. 泵；7. 水井，实线表示井壁不进水

水。潜水上面没有隔水层，或只有局部隔水层。潜水的自由表面叫潜水面。从潜水面至隔水底板的距离为潜水含水层的厚度。潜水面到地面的距离为潜水埋藏深度（简称潜水埋深）。潜水含水层厚度与潜水面埋藏深度随潜水面的升降而发生相应的变化。一般情况潜水面并非水平的，而是波状起伏的，其起伏大体与地形起伏一致，但较缓和。

由于潜水含水层上面不存在完整的隔水层，与包气带直接连通，因而在潜水的全部分布范围都可以通过包气带接受大气降水、地表水的补给。潜水在重力作用下由水位高处向水位低的地方流动。潜水的排泄，除了流入其它含水层以外，一是流动到地形低洼处，以泉或泄流等形式向地表或地表水体排泄，此属径流排泄；二是通过土面蒸发或植物蒸腾的形式进入大气，这便是蒸发排泄。

潜水不仅可分布于松散沉积物的孔隙中，亦可分布于裸露基岩浅部的裂隙和溶穴中。一般来说，在地形平坦的平原区，潜水埋深浅，常常只有几米，有的不足1米，甚至出露地表。但在地形切割强烈的高原、山区，潜水埋深较大，可达十几米、数十米甚至更深。

气象、水文因素的变化对潜水影响显著。丰水季节或年份，潜水接受的补给量大于排泄量，潜水面上升，埋深变小，含水层厚度增大。干旱季节排泄量大于补给量，潜水面下降，埋深增大，含水层厚度变小。

潜水的水质主要取决于气候、地形及岩性条件。湿润气候及地形切割强烈的地区，有利于潜水的径流排泄，往往形成含盐量低的淡水。干旱气候下由细颗粒组成的盆地平原，潜水以蒸发排泄为主，常形成含盐量高的咸水。

3. 承压水

充满于上、下两个稳定隔水层之间的含水层中的水，称为承压水。承压含水层上部的隔水层称作隔水顶板，下部的隔水层称作隔水底板。隔水顶底板之间的距离为承压含水层厚度。

承压性是承压水的一个重要特征。埋设于两个隔水层之间的含水层属承压区；两端出露于地表，为非承压区。含水层从出露位置较高的补给区获得补给，向另一侧出露位置较低的排泄区排泄。由于受来自出露区地下水的静水压力作用，承压区含水层中不仅充满了水，而且含水层中的水承受大气压以外的附加压强，当钻孔揭穿隔水层顶板时，钻孔中的水位将上升到含水层顶板以上一定高度才静止下来，钻孔中静止水位到含水层顶面之间的距离称为承压高度。孔中静止水位的高程就是承压水在该点的侧压水位，侧压水位高于地表的范围是承压水的自溢区，在这里井、孔能够自喷出水。

承压水是在岩性、地质构造、地形等因素相互配合的条件下形成的，其中地质构造起决定性作用。较适宜形成承压水的地质构造主要是向斜盆地、单斜盆地。如图6—5所示即为一向斜盆地，含水层中心部分埋设于隔水层之下，其两端出露于地表。含水层从出露位置较高的补给区（潜水分布区）获得补给，地下水向另一侧排泄区径流排泄，中间是承压区。当含水层顶底板为弱透水层时，除了含水层出露的补给区，它还可以从上下部含水层获得越流补给，也可以向上下部含水层进行越流排泄。无论哪一种情况下，承压水参与水循环都不如潜水积极。因此，水文、气象因素的变化对承压水影响较小，承压水动态比较稳定。承压水的资源不容易补充、恢复，但由于其含水层厚度通常较大，故其资源往往具有多年调节的性能。

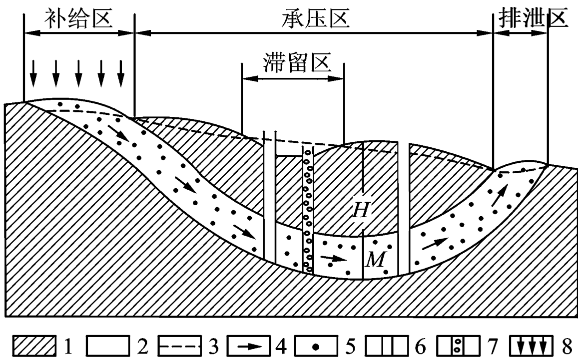



图6—5　基岩自流盆地中的承压水

1. 隔水层；2. 含水层；3. 潜水位及承压水测压水位；
4. 地下水流向；5. 泉；6. 钻孔，虚线为进水部分；
7. 自喷孔；8. 大气降水补给；*H*. 承压高度；*M*. 含水层厚度

承压水的水质取决于埋藏条件及其与外界联系的程度，可以是淡水，也可以是含盐量很高的卤水。如其补给、排泄条件好，水的循环快，承压水的水质就愈接近入渗的大气降水与地表水，通常为含盐量低的淡水。若其补给、排泄条件差，水的循环缓慢，水的含盐量就高。有的承压含水层与外界几乎不发生联系，可以保留沉积物沉积时的水。当承压含水层中保留经过浓缩作用的古海水时，含盐量可达数百克/升。

（二）按含水介质不同划分的类型

1. 孔隙水

孔隙水主要赋存于松散沉积物颗粒构成的孔隙中。在我国，第四系与部分第三系未胶结或半胶结的松散沉积物的孔隙中均贮存孔隙水。孔隙水通常以连续层状分布，与裂隙水、岩溶水相比，其水量分布均匀，构成具有统一水力联系的层状含水层。

由于松散沉积物的成因类型不同，其形成过程受到不同的水动力条件的控制，因而其岩性和地貌呈现有规律的变化，决定着赋存于其中的地下水特征。例如，山前洪积扇、盆地与冲积平原、湖泊沉积、黄土高原中的地下水，其分布状况、补给、径流、排泄与水质等均有所差异。

2. 裂隙水

裂隙水系指贮存于岩石裂隙中的地下水。由于岩石裂隙成因不同,致使岩石的裂隙率大小、裂隙的张开程度、连通情况常常差异颇大,裂隙通道在空间上的展布具有明显的方向性,因而裂隙水的分布一般很不均匀。其水力联系较差,水的运动受裂隙展布方向及其连通程度的制约,并受补给条件的影响,所以裂隙水在不同部位其富水程度相差极大。很多情况下,存在同一岩层中相距几米的钻孔,水量悬殊,甚至一孔有水而邻孔无水,有时在相距很近的井孔测得的地下水位差别也很大。由此可见,与孔隙水相比,裂隙水表现出强烈的不均匀性和各向异性。

3. 岩溶水

岩溶水特指贮存于可溶岩石的溶蚀裂隙、溶穴、暗河中的地下水。它的分布较裂隙水更不均匀，常常相对集中且流动迅速，可能承压亦可能不承压。很多情况下，它的水量比较丰富，常可作为大型供水水源。而当其分布于矿层的顶板或底板时，常常成为采矿的障碍或隐患。

对于上述地下水的分类，在实际应用中往往给予综合命名，如称为“孔隙潜水”、“孔隙承压水”、“裂隙潜水”、“裂隙承压水”等等。

## 四、地下水的化学成分和物理性质

地下水不是化学纯的 $H_2O$，而是一种复杂的溶液。地下水不断地与其周围的岩石发生相互作用，并且在与大气圈、水圈和生物圈进行水量交换的同时，

交换化学成分。人类活动对地下水的化学成分的影响也不容忽视。因此，一个地区地下水的化学面貌，就反映了该地区地下水的历史演变。

地下水中含有各种气体、离子、胶体物质、有机质和微生物等。

溶解于地下水中的气体主要由 $O_2$、$N_2$、$CO_2$、$CH_4$ 及 $H_2S$ 等，尤以前三者为主。通常情况下，地下水中气体含量不高，只有几毫克/升至几十毫克/升。$O_2$ 和 $N_2$ 主要来源于大气，其含量常随地下水埋藏深度增加而减少。溶解氧含量愈多，反映地下水所处的地球化学环境愈有利于氧化作用进行。而 $N_2$ 的单独存在，通常可以说明地下水起源于大气并处于还原环境。地下水出现 $H_2S$ 与 $CH_4$，亦说明处于还原的地球化学环境。

地下水中 $CO_2$ 的含量通常比大气降水与地表水低，这是因为其主要来源于土壤中有机质残骸的发酵作用与植物的呼吸作用使土壤中源源不断地产生 $CO_2$，并溶入土壤中的地下水；另一方面，含碳酸盐类岩石，在深部高温下，也可以分解产生 $CO_2$ 溶于地下水中。因此，在少数情况下，地下水中可能富含 $CO_2$，甚至高达 1 g/L 以上。地下水中含 $CO_2$ 愈多，其溶解碳酸盐岩与对结晶岩进行风化作用的能力便愈强。

地下水中含有多种元素，在目前已知道的有组成地壳的 87 种元素中，地下水中含有 70 余种，但其含量一般都很少。其中分布最广、含量较多的离子有 7 种：即 $Cl^-$、$SO_4^{2-}$、$HCO_3^-$、$Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$，这些离子之和通常占水中溶解盐量的 90%以上。构成这些离子的元素，或是地壳中含量较高，且较易溶于水中（如 O、Ca、Mg、Na、K），或是地壳中含量虽不大，但极易溶于水的（如 Cl、以 $SO_4^{2-}$ 形式出现的 S）。Si、Al、Fe 等元素，虽然在地壳中含量很大，但由于其难溶于水，地下水中含量通常很少。地下水中占主要地位的离子成分，随着地下水中总矿化度（含盐量）的变化而变化。低矿化度水中常以 $HCO_3^-$ 及 $Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$ 为主；高矿化度水则以 $Cl^-$ 及 $Na^+$ 为主；中等矿化度的水中，阴离子常以 $SO_4^{2-}$ 为主，主要阳离子则可以是 $Na^+$，也可以是 $Ca^{2+}$。

地下水的物理性质包括透明度、颜色、嗅味、味道和温度。通常地下水是无色、无味、无臭且透明的，但当其中含有某些物质或某些特殊成分时，其物理性质就会发生相应的变化。如地下水中含较多悬浮物，其透明度则变差；含有 $H_2S$ 气体会嗅到臭鸡蛋气味；含硫酸盐多时水味变苦；$Fe^{3+}$ 含量高时呈蓝色。

地下水的温度受其贮存与循环处所的地温控制。处于变温带中的浅埋地下水显示微小的水温季节变化。常温带的地下水水温与当地年平均气温很接近。此两带的地下水，常给人以“冬暖夏凉”的感觉。增温带的地下水水温随其贮存与循环深度的加大而增高，成为热水甚至蒸汽。如西藏羊八井的钻孔，获得温度为 160 ℃的热水和蒸汽。

## 五、地下水的补给、径流与排泄

含水层或含水系统从外界获得水量的过程称为补给，失去水量的过程称为排泄，水分由补给处向排泄处的运移过程称为径流。地下水通过补给、径流与排泄，不断地参与着地球浅部层圈的水文循环，并与外界进行着水分与盐分的交换，这种交换决定着含水层的水量与水质在空间和时间上的变化规律。

地下水的补给来源最重要的是大气降水，其次为地表水。因此，降水量的多少和包气带的岩性与厚度是影响地下水补给的主要因素。对于地表水，如湖泊及河流的水位高于地下水位，它们便补给两岸的地下水；相反，若河流与湖泊的水位低于地下水面，此时地下水则向河、湖排泄。大气中的水汽进入土壤孔隙，冷凝所形成的凝结水对干旱沙漠地区的地下水有一定的补给意义。此外，农田灌溉水及来自其它含水层的水也有补给作用。

前已述及，地下水可以向河、湖等地表水体以泄流形式排泄（线状排泄），也可以通过地表蒸发和植物蒸腾的形式排泄（面状排泄）。此外，一个含水层或含水系统中的水可向另一个含水层或含水系统排泄，人亦可利用钻孔或井抽吸地下水（人工排泄）。

应该特别指出的是，地下水还有一种重要的排泄形式，即以泉来排泄（点状排泄）。泉是地下水的天然露头，在适当条件下，在地面与含水层或含水通道相交处地下水溢出地表成泉。在山区及丘陵区的沟谷与坡角、冲积扇的前缘等处常可见泉，而平原地区很少出现。根据补给泉的含水层的性质，可将泉分为上升泉与下降泉两大类。上升泉由承压含水层补给，下降泉由潜水或上层滞水补给。仅仅根据泉的水是否冒涌来判断是上升泉还是下降泉，那是不合适的，下降泉泉水的水流也可显示上升运动；反之，通过松散覆盖物出露的上升泉，泉口附近的水流也可能呈下降运动。

地下水一方面获得补给，另一方面进行排泄，因而地下水经常处于不断的流动之中，这种流动称作径流，它是连接补给与排泄的中间环节。地下水通过径流将水量与盐分由补给处传输到排泄处，从而影响含水层或含水系统水量与水质的时空分布。

# 第二节　地下水运动的特点

地下水在岩石空隙中是不断流动的，这种运动通常称为渗流（渗透）。发生渗流的区域称为渗流场。由于受周围介质的阻滞作用，其流动速度远较地表水缓慢。当其在具狭小空隙的岩石（如砂层、裂隙不很宽大的基岩）中流动

时，重力水受介质的吸引力较大，水的质点排列较有秩序，互不混杂，称作层流运动；当其在具宽大的空隙中（大的溶穴、宽大的裂隙）流动，水的流速较大时，水的质点无秩序地、互相混杂地流动，称作湍流运动。

地下水渗流与地表水或管槽中的水流相比，有许多不同特点，主要表现在两个方面：①无论哪一类介质，其通道都是不规则的，它由大小不等、形状不同的孔隙或裂隙、溶隙、溶穴连接组合而成。因此，实际水流通道的空间形态与方向是相当复杂的，这就使得地下水沿程流动时质点运动速度的大小与方向都在不断地变化着（见图6—6a）；②由于介质固体骨架的阻隔，地下水流处于不连续状态。因此，在渗流场中，地下水的运动要素往往不是空间的连续函数，这一特点在裂隙介质与岩溶介质中更为明显。

由于地下水渗流的这些特点，目前对地下水运动有两种不同的研究方法：其一是微观地研究水流质点在各类介质中的运动规律，这对于查明地下水化学成分的形成与分布，追溯某些污染源及根据地下水的化学异常寻找原生矿体等许多实际问题都很有意义；其二是用比较简单的方法，即用平均化的方法研究地下水运动的客观规律。这就是在渗透流量、渗透压强以及渗流阻力保持等效的原则下，把实际渗流平均到包括固体骨架在内的整个渗流场中，实际上就是用一种假想的渗流来代替复杂的实际渗流（见图6—6b）。这样一来，就可以将假想渗流作为连续水流看待，渗流场中的运动要素则成为时间与空间的连续函数，从而即可以用一般水力学中研究液体运动的方法来分析渗流问题。

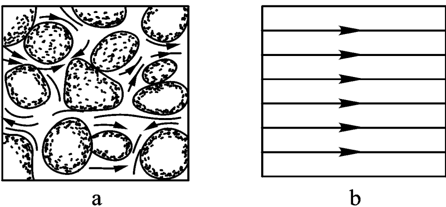


图6—6　地下水水质点运动示意图
（据任天培等，1986）

为了解地下水运动的规律性，法国水力学家达西（H. Darcy）进行了大量的实验，于1856年发现地下水运动线性渗透定律。

实验是在装有砂的圆筒中进行的（见图6—7）。水由筒的上端注入，流经砂柱，由下端流出。上游用溢水设备控制水位，在实验过程中水位始终保持不变。在圆筒的上、下端各设一根测压管，分别测定上、下两个过水断面的水位。下端出口处设管嘴以测定流量。根据实验结果，得到如下关系式：

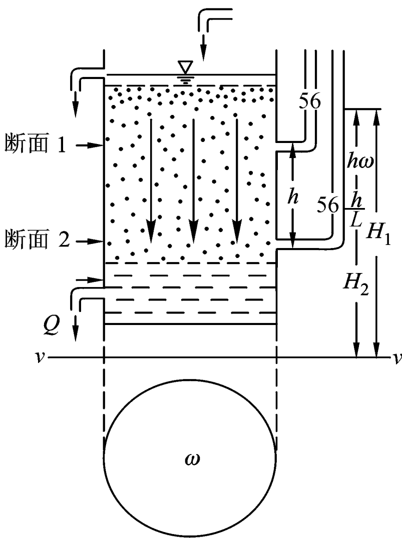


图6—7　达西装置

$$Q = K\omega \frac{h}{L} = K\omega I$$

式中：$Q$——渗透流量，在下端出口处测得的流量，水流稳定后即等于通过砂柱各过水断面的流量 $[L^3T^{-1}]$；

$h$——水头[①] 损失，即1、2两个过水断面之间的水头差 $[L]$；

$\omega$——过水断面（在实验装置中相当于砂柱横截面积）$[L^2]$；

$L$——渗透途径（1、2两过水断面之间的距离）$[L]$；

$I$——水力梯度（相当于$\frac{h}{L}$即水头差与渗透途径的比值）；

$K$——渗透系数，与渗透速度具有相同的量纲 $[LT^{-1}]$，常用单位为m/d或cm/s。

该式即称达西公式，其另一表达形式为 $V = KI$，由于 $V$ 与 $I$ 的一次方成正比（$K$ 对于某一介质而言一般为定值，能定量反映岩石的渗透能力大小），故称其为线性渗透定律，也叫达西定律。达西定律仅适用地下水的层流运动。

当地下水在较大的空隙中运动且其流速相当大时，则呈湍流运动。此时的渗透服从哲才（A．Chezy）定律：$V = KI^{\frac{1}{2}}$。

## 第三节 地下水的潜蚀作用

地下水对地壳岩石圈产生剥蚀作用，由于其在地下进行，故常称为潜蚀作用。按作用方式可分为机械冲刷和化学溶蚀两种。地下水一般情况下流动缓慢、水量分散、冲击力很小，所以其机械冲刷作用居次要地位；但地下水中常富含 $CO_2$ 和其它溶剂，这些成分与周围介质广泛接触发生化学溶蚀，作用显著。

### 一、机械冲刷作用

地下水在运动过程中其机械冲刷作用可使岩石或松散物强度减弱、结构变松，带走细小的矿物颗粒，使其空隙逐步扩大。尽管地下水渗流速度缓慢，动能很小，冲刷力量微弱，但由于作用时间长久，尤其对未成岩的沉积物，细颗

---

① 水头——水力学中定义的水头是表示液体中某质点位能、压能与动能的总和，对单位重量液体而言，即 $H$（水头）$= Z$（位能）$+ \frac{P}{r}$（压能）$+ \frac{\alpha V^2}{2g}$（动能）。当研究地下水运动时，由于一般情况下地下水流动速度很缓慢，即渗透流速极小，式中的 $\frac{\alpha V^2}{2g}$ 动能微不足道，可以略去，即用 $H = Z + \frac{P}{r}$ 近似代表总水头。

粒被冲走，空隙变大，水的流速加快，动能加大，将会冲刷更大的颗粒，使空隙更大、冲刷能力更强，最终可能形成较大的空隙，甚至形成空洞，造成管涌、流沙或地表塌陷等危害工程设施的不良现象。

影响机械冲刷作用的主要是地下水的水力梯度、岩土结构、颗粒成分与致密程度。通常，水力梯度愈大（亦即渗流速度愈大），土石结构愈松散，颗粒大小愈悬殊，愈有利于机械冲刷的进行。

## 二、化学溶蚀作用及岩溶地貌

地下水通过对岩石、矿物的溶解所产生的破坏作用，即化学溶蚀作用，国外称为喀斯特作用（karstfication），我国称作岩溶作用（1966年我国第二次喀斯特会议决定的）。这种作用使可溶岩石（碳酸盐岩、石膏、盐岩等）中的空隙逐渐扩大，形成各种形状和大小不一的溶隙、洞穴和管道等岩溶现象。以下从岩溶作用与岩溶地貌两个方面予以讨论。

### （一）岩溶发育的基本条件与影响因素

岩溶是水与可溶岩介质相互作用的产物，岩溶作用过程实际上就是水作为营力对可溶岩石的改造过程。因此，岩溶发育必不可少的两个基本条件是：岩层具有可溶性及地下水具有侵蚀能力。由上述两个基本条件派生出一系列影响因素。例如，苏联学者索科洛夫（Д．С．Соколов）即曾提出岩溶发育应具备四个条件：可溶岩的存在、可溶岩必须是透水的、具有侵蚀能力的水及水是流动的。

#### 1．可溶岩性质的影响

卤化物岩（岩盐、钾盐、镁盐），硫酸盐岩（石膏等）及碳酸盐岩（石灰岩、白云岩、大理岩）等都是可溶岩。卤化物盐类和硫酸盐类岩石分布范围小、岩体较小；而碳酸盐类岩石分布广、岩体大，具有普遍意义。为此，这里仅对分布最广最有实际意义的碳酸盐岩进行分析。

碳酸盐岩类的溶蚀强度受其成分与结构影响，碳酸盐岩由不同比例的方解石和白云石组成，有时还会有泥质、硅质等杂质。实验表明，纯方解石的溶解速度约为纯白云石的两倍，故纯灰岩的岩溶最发育，白云岩次之，硅质与泥质灰岩最难溶蚀。

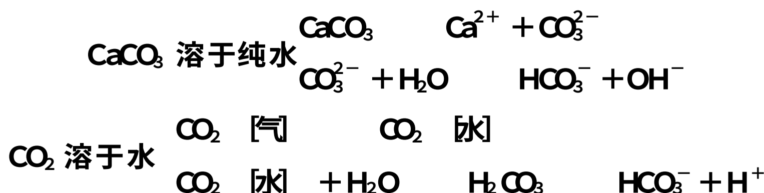
大部分碳酸盐岩属浅海沉积，通常包含有粒度相当于粉粒到砾的粒屑，粒度细小的泥晶，以化学沉淀方式充填于颗粒之间的方解石亮晶和生物碎屑。结构不同的碳酸盐岩以生物礁岩最易溶蚀，它主要由生物碎屑组成，孔隙大且多。泥晶粒屑及泥晶碳酸盐岩次之。亮晶碳酸盐岩，尤其是经过重结晶作用的亮晶碳酸盐岩，孔隙变小，最不易溶蚀。在裂隙不发育的条件下，孔隙对岩溶发育起控制作用，多形成岩溶中等发育、比较均一的岩溶含水层。

2. 可溶岩透水性的影响

可溶岩具有一定透水性，是进行溶蚀作用不可缺少的条件。各种碳酸盐岩虽然具有原生的孔隙，但比较细小，连通性不好，如果没有构造裂隙连通，水仍然很难进入可溶岩发生溶蚀作用。因此，可溶岩经受构造变动并发育构造裂隙，是岩溶发育的良好条件。例如，在褶皱轴部尤其是向斜轴部，往往张开裂隙发育，又是地下水汇集的部位，地下岩溶发育，地下河系的主干往往沿此分布。断裂带往往也是岩溶集中发育的地带。

3. 地下水溶蚀能力的影响

进入透水的可溶岩层中的水，一般都含有或多或少的 $CO_2$。研究表明，碳酸盐岩、水与二氧化碳之间的相互作用是一个涉及固、液、气三相的复杂化学体系，其化学过程通常以 $CaCO_3—H_2O—CO_2$ 体系为例进行分析。其主要反应为：



水中的 $CO_2$ 能够促进 $CaCO_3$ 溶解，是因为 $CO_2$ 溶于水的生成物 $H^+$，能与 $CaCO_3$ 溶于水的生成物 $OH^-$ 结合，降低了 $CaCO_3$ 溶于水的生成物 $OH^-$ 的浓度，带动反应向正反应方向进行，使 $CaCO_3$ 进一步溶解。由此可见，地下水 $CO_2$ 含量增加将有利于碳酸盐岩溶蚀作用的进行。

除了水中溶解 $CO_2$ 生成的碳酸，其它酸类同样会离解产生 $H^+$ 而提高水中碳酸盐岩的溶解量。天然条件下，对提高水的溶蚀性有影响的是植物腐殖质产生的有机酸，以及硫化物氧化生成的硫酸。所以，当碳酸盐岩附近存在金属硫化物矿床氧化带及含黄铁矿的煤系地层时，岩溶往往格外发育。

4. 地下水流动的影响

地下水流动是岩溶发育的主要因素。在水停滞的条件下，随着 $CO_2$ 的不断损耗，当达到化学平衡状态，水成为饱和溶液而完全丧失溶蚀能力，溶蚀作用便告终止。只有当地下水不断流动，水中溶蚀的物质被带走，富含 $CO_2$ 的渗入水不断补充更新，水才能经常保持侵蚀性，溶蚀作用才能持续进行。

因此，地下水径流条件好坏是控制岩溶发育的最活跃因素。地下水径流愈强烈，地下水循环速度愈快，其侵蚀性愈强，通过的水量也愈多，水流溶解带走的 $CaCO_3$ 也愈多，在可溶岩中造成的空洞总体积就愈大。从这个意义上说，可溶岩中溶洞乃是水流的“化石印模”，它保存着地质历史时期地下水径流方向、强度乃至持续时间的信息。换个角度讲，为了掌握岩溶发育及岩溶水分布

规律，必须致力于恢复现代及地质历史时期可溶岩层中水动力场的研究。

控制岩溶发育的各种自然地理、地质构造，在很大程度上正是通过影响地下水的径流起作用的。

我国南方的岩溶发育远远超过北方，重要原因之一是气候因素。南方降水丰沛，地下水补给量大，径流交替强烈；同时，湿热气候下植被茂盛，土壤层生物化学作用强烈，下渗水中富含 $CO_2$ 及有机酸等，都加强了地下水的溶蚀能力。

（二） 地下岩溶发育的不均一性和分带性

1. 可溶岩的差异性溶蚀作用造成了地下岩溶发育的不均一性

在岩溶发育之前，可溶岩中分布着张开程度和密度不等的构造裂隙，具有侵蚀性的水在裂隙中流动，溶解隙壁上的固相 $CaCO_3$，使裂隙逐渐扩大。细小的裂隙阻力大，水流缓慢，不易溶蚀扩宽。宽大的裂隙阻力小，水流通畅，渗流速度大，溶蚀扩宽迅速，反过来又使水流动更加迅速。同时又争夺细小裂隙中的水流，使细小裂隙中的水量减少，流速更小。这为宽大裂隙的进一步发展创造了有利条件，最终发展成为溶蚀管道（见图 6－8）。

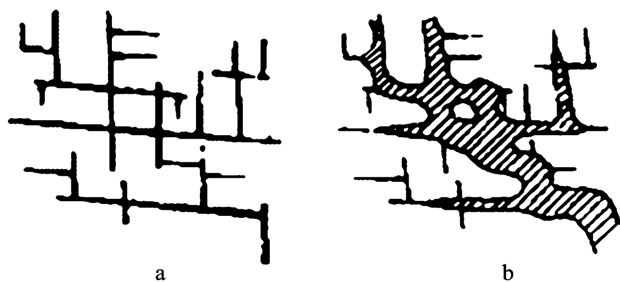



图 6－8　可溶岩中的裂隙系统经溶蚀作用改造示意图

a. 溶蚀前　b. 溶蚀后

由此造成在碳酸盐岩分布区，岩溶发育空间分布的极度不均一性。

2. 地下岩溶发育的分带性

在一个裸露碳酸盐岩分布的岩层中，岩溶发育与地下水流动是相适应的。地下水的流动可分为包气带中的流动、局部地区的流动及区域流动。地下水在包气带内流动发生在地下水面以上，此带中地下水以大气降水的间歇性下渗垂向运动为主，与此相适应，常形成垂向发育的溶蚀裂隙、落水洞、溶蚀漏斗（溶斗）及竖井等（如图 6－9）。

地下水面以下一定深度在局部侵蚀基准面控制下，形成局部地区的流动。此带内地下水循环深度浅，源汇距离短，地下水径流持续且强烈，大体以水平运动为主。在此带中岩溶最为发育，多形成以水平溶洞为主的管道系统（在排泄区也常见指向排泄点的倾斜溶洞）；由此向下为地下水区域性流动，地下水

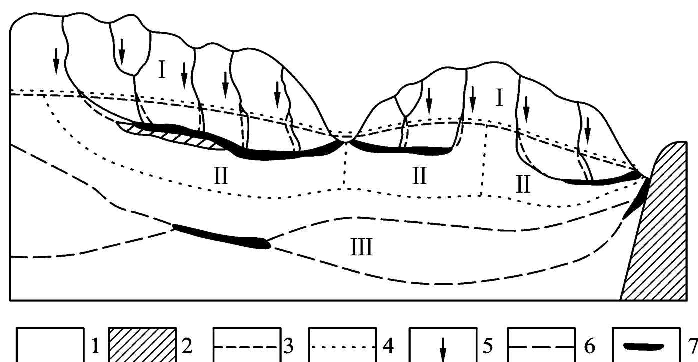



图6—9　岩溶发育的分带示意图

1. 石灰岩；2. 隔水层；3. 地下水位；4. 分界带；

5. 包气带水流向；6. 地下水流线；7. 溶蚀裂隙及管道；

Ⅰ. 包气带；Ⅱ. 局部岩溶区的流动；Ⅲ. 区域的流动

流受区域性侵蚀基准面控制，径流途径长，径流迟滞且愈往深处越缓慢，故此带岩溶通常不甚发育，到一定深度岩溶完全不发育。仅在特别有利的条件下（如存在导水性好的断裂带，或存在混合溶蚀作用），在局部径流较强的地段形成岩溶管道或洞穴。

（三）岩溶地貌

岩溶形成的地貌十分奇特且多样，往往构成了别致而优美的风景。尤其在我国南方，岩溶发育比较充分，岩溶现象比较典型，常见岩溶形态各异的如峰丛、峰林、溶蚀盆地、溶斗、落水洞、竖井及发育较为完整的地下河系等地貌景观，这里着重论述常见的岩溶形态与特征。

1. 溶沟（槽）、石芽和石林

溶沟（槽）是发育在石灰岩表面上的沟槽，是地表水流与岩面浅表部裂隙中的地下水流共同作用，对可溶性岩石表部进行溶蚀和机械冲刷的结果。沟槽宽深不一，一般为数厘米到数米，有时更大，其形态各异。沟槽之间凸起的石脊称为石芽。如石芽的形态高大，坡壁近于直立，且发育成群，远观之宛若森林，则称为石林。石林常见于热带地区，我国云南路南县的石林发育较好，其中石芽（柱）最高达30 m以上，峭壁林立，各具姿态。

2. 落水洞

地表水渗入近于垂直的裂隙，沿裂隙向下溶蚀，形成的直立或陡倾的洞穴，称为落水洞。其下通地下河或溶洞，是地表水转入地下河或溶洞的通道。在两组直立裂隙交会处，落水洞最易形成。有时沿裂隙带发育许多落水洞，它们呈串珠状分布。落水洞的深度常可达数十米至百余米。

3. 溶斗与溶洼

溶斗，亦称岩溶漏斗，是岩溶发育地段的小型洼坑，截面呈圆形或椭圆形，直径一般由数十米至数百米。深度不大，常为数米或数十米，最深的可达数百米。纵剖面形态有碟状、锥状或漏斗状等。其底部常有落水洞，可引导地表水向下排泄。

溶斗的形成是由于地表水流沿垂直裂隙向下渗流、溶蚀，裂隙不断加宽扩大，发展为空洞，同时常伴有壁面及上部土体逐步垮落、塌陷的结果。溶斗的侧向扩大、合并和加深可形成小型的封闭洼地，被称为溶蚀洼地，简称溶洼。

如果溶斗或溶洼底部被塌陷物堵塞，可暂时或长久积水成为池塘或湖泊。

4. 盲谷

岩溶发育区的地表河谷没有出口，好像进入了死胡同，这种向前没有通路的河谷叫盲谷。

盲谷一般是在非岩溶化地区发育的地表河流，流到强岩溶化地区后，其水流消失在河谷末端陡崖下的落水洞而转为地下河形成的。盲谷下游一般是高于现代河床的谷地。这多是早期连续的一条河流，后来由于岩溶不断发育，形成地下岩溶水系统，使地表河流入落水洞而转到地下，造成其下游高于现代河床的谷地，它是早期河流留下的印迹。

5. 干谷

原来常年有地表水流的沟谷，因地壳抬升或气候变化导致基蚀基准面下降，使原河床变干而成为干谷。盲谷下游高于现代河床的谷地也是一种干谷。干谷谷底一般较平坦，常覆盖有松散堆积物，有时有溶斗或落水洞分布。

6. 丘丛、峰丛、峰林和孤峰

它们都是正向的岩溶地形，山体顶部突出。

若山体顶部呈浑圆状态为溶丘，基部相连的一些溶丘为丘丛。丘丛区地形起伏不大，相对高差一般小于 100 m，坡度小于 45°。

若山体顶部呈锥状，基部相连的一些溶蚀峰称为峰丛。峰丛区地形起伏较大，相对高差大于100 m，有时达数百米，坡度大于 45°，是强烈岩溶作用下形成的。当山峰上部挺立高大，基部几乎不连接时，称为峰林。

耸立于岩溶地区平原上的孤立山峰称为孤峰。它是峰林进一步发展的结果，其相对高度一般 50～100 m，是岩溶发育晚期的产物。

7. 溶洞与地下河

溶洞是地下水沿可溶性岩层的各种构造面（层面、节理面、断裂面等），进行溶蚀和冲刷而形成的地下洞穴。形成初期，裂隙孔道狭小，地下水流动缓慢，以溶蚀作用为主。随着孔道扩大，水流作用加强，动能增大，除溶蚀作用外还产生机械冲刷作用。孔道发展为空洞，小空洞不断扩大并相互串通，形成较大的空洞，即溶洞。在地下水垂直渗透带（包气带）发育的溶洞一般是以直

立、陡倾斜状为主，而在地下水面以下地下水水平径流带发育的溶洞多为水平状。潜水面附近地下水活动强烈，溶洞发育常可形成迂回曲折、时宽时窄（受构造面控制），并沿地下水流方向延伸很长的水平溶洞系统。溶洞形态多种多样，常见有管状、袋状、串珠状、地下长廊和地下大厅等。不少溶洞系统延伸很长，可达数千米以上。美国肯塔基州的猛犸洞长达240 km，是屹今世界上发现的最长的溶洞。

在我国南方碳酸盐岩大范围分布地区，常发育有大小不一、形态各异的溶洞连结而成的地下河（又称地下暗河）。如同地表河流一样，由一条干流和多条支流组成的地下河系，其平面展布为个体溶洞、单一管道、羽状、树枝状或网状等不同形式。

还有一种常见的岩溶现象——即溶洞成层分布。这是由于地壳上升，区域侵蚀基准面下降，地下水位也随之降低，则原来形成的溶洞随地壳上升被抬高而成为干洞。随后如果地壳保持相对稳定，则相应于稳定时期的侵蚀基准面，发育形成一层新的以水平为主的溶洞。如果地壳运动表现为多阶段的间歇性抬升与较长时期的稳定相交替，就会发育形成若干层以水平为主的溶洞。

8. 溶蚀盆地

四周为山或丘陵环绕，没有地表排水口，长宽几千米至数十千米的大型负地形称为溶蚀盆地。地表水通过落水洞排泄，常与地下河连通。地面平坦，并有较厚的土层，因此成为岩溶山区主要的农业区及人口集中地区。当地下河渲泄不畅时，其局部地区常被淹。此种地形只有在湿热条件下才能发育，主要见于热带、亚热带及温带。在南斯拉夫称其为坡立谷。

## 第四节 地下水的搬运作用与沉积作用

### 一、地下水的搬运作用

地下水搬运作用可分为机械搬运作用和化学搬运作用。

（一）机械搬运作用

当地下水在岩石孔隙、裂隙中流动时，因其流速十分缓慢，搬运能力较弱，只能搬运少量泥质、粉质或粉砂质等细粒物质。但在某些情况下，地下水的搬运能力会增强。例如，当地下水在岩溶管道、溶洞或地下河系中流动时，由于水量大、流动快、搬运动能较大，不仅能搬运细粒物质，还可搬运由崩落而形成的泥沙和碎石，在搬运过程中亦能产生分选作用和磨圆作用，其特征类似于地表河流。另一种情况发生在平原河流沿岸。为了抵御洪水泛滥，人们加

固加高了河堤。当雨季洪水下泄时，河床水位暴涨，造成河床水位远远高于堤外地面，若河床两侧为砂质地层展布，堤内外有水力联系，由于堤内外水位差形成堤下渗流场的水力梯度变大，随之渗透流速加快，地下水的搬运能力增强，极易形成管涌冒沙，危及河堤安全。

（二） 化学搬运作用

地下水的化学搬运作用极为普遍，其搬运的物质主要来自地下水对围岩的溶蚀，少部分来源于岩石的风化。这些物质包括各种离子和胶体。它们随着地下水向下渗透或水平流动而被搬运，其中除部分物质因溶液发生过饱和而沉淀或被介质吸附外，大部分可随地下水渗流并汇入地表河流或湖泊，最终被带入海洋。

地下水渗流携带的溶解物质的成分和数量，取决于渗流的岩石性质与风化程度。流经石灰岩地区的地下水主要含 $HCO_3^-$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$CO_3^{2-}$ 等；干旱及半干旱地区因风化作用较弱，地下水主要搬运易迁移的 $K^+$、$Na^+$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$ 等离子；在湿热气候区风化作用强烈，地下水搬运的溶质中可含有大量 $SiO_2$、 $_3$、 $_3$ 等胶体物质。流经金属矿床的地下水中会含有相关的金属离子。

## 二、地下水的沉积作用

地下水的沉积作用亦可分为机械沉积作用与化学沉积作用。

（一） 机械沉积作用

具有一定流动速度的地下水携带不同粒径的颗粒物质，当其流动至开阔地段时，因地下水流速降低，动能减弱，部分颗粒物质就会沉积下来。常在发育地下河的溶洞中出现砾石、砂和黏土等沉积物，并具层理结构。研究发现，沉积的砂砾石多数是从洞外带入的，常有较好的磨圆度，但也常常混杂有溶洞崩塌下的砾块。分析研究这些沉积物，有助于了解地下水的补给来源。

（二） 化学沉积作用

地下水携带其溶解的各种物质，如在渗流过程中因水温降低、压力减小或水分蒸发等物理条件的改变，可使地下水溶液迅速达到过饱和状态，并发生沉淀。此外，胶结物质则可通过凝聚作用发生沉淀。

有利于化学沉积的场所有溶洞中渗水裂隙的流出带、泉水的溢出带，还有某些渗入裂隙或孔隙内。按沉积物出现的场所可分为溶洞沉积物、泉华沉积物和裂隙中的沉积物。

1. 溶洞沉积物

富含 $_3)_2$ 的地下水，沿裂隙或孔隙渗出时，便由一个压力较高的环境流入压力相对较低的环境，水中 $CO_2$ 逸出，蒸发作用加强使部分水分蒸发，

出现过饱和的 $_3)_2$ 溶液，在渗出口附近 $CaCO_3$ 不断沉淀。如水从洞顶下滴，因边滴边沉淀，可逐步形成自洞顶向下垂直生长的锥状 $CaCO_3$ 沉积物，称为石钟乳（stalactite）。石钟乳横切面呈同心环带构造，柱心部分常是空的；若渗出的水滴落洞底，$CaCO_3$ 就在洞底逐次沉积，并由下向上生长形成石笋（stalagmite）。石笋的形态一般为锥状或塔状，其横切面也具有同心环带构造，但它是实心的；石钟乳与石笋不断长大，若连成一体称作石柱（stalacto stalagmite）；三者统称钟乳石，其形成过程如图6—10所示。此外，当地下水从洞顶裂隙渗出且沿洞壁流动时，可沉积成石帘、石帷幕、石瀑布和石幔等形态。这些形态也可由一连串密集排列的石钟乳连结而成。已知世界上最长的石钟乳为爱尔兰波尔洞的石钟乳，长达11.6 m；最高的石笋在法国的阿尔芒洞，高达29 m；西班牙的内尔雅洞内的石柱最高达59 m。我国广西阳朔罗田石柱很发育，有的高达50 m，直径10余米，极为壮观。

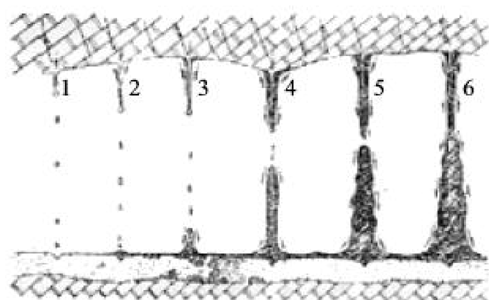



图6—10　石钟乳、石笋、石柱的形成过程

2. 泉华沉积物

在泉水出口处，也出现溶洞中渗水裂隙出口处的类似情况，饱含溶解态矿物质的泉水溢出地表时，因环境变化，$CO_2$ 大量逸出，溶液中的矿物质迅速达到过饱和而沉淀下来，在泉口附近形成泉华。以 $CaCO_3$ 为主要成分的泉华称石灰华；以硅质为主的称硅华。泉华在形态上多为大片分布的台阶状或孤立出露的锥状。我国岩溶地区的泉水出口和不少温泉出口附近都有泉华的沉积。

3. 裂隙和孔隙中的沉积物

饱含溶解态矿物质的地下水，在裂隙中渗流的过程中，由于环境（压力、温度）发生变化，同样可以使矿物质产生沉淀。常见的有 $CaCO_3$ 沉淀形成的方解石脉；$SiO_2$ 沉淀形成的石英脉；还有铁、锰质在紧密裂隙和层间沉淀形成的铁、锰膜；若地下水渗流于松散堆积物或岩石的孔隙中，也会发生类似的沉淀。例如，部分岩石颗粒间的胶结物就是地下水的沉淀物。如果沉淀物围绕某一矿物颗粒发生凝聚，则可形成结核，常见的有钙质结核，铁质、锰质结核；若岩石中有较大的空隙，在地下水的沉积作用下，其沉淀物也可结晶为晶体，

并发育成良好的晶洞。从晶洞的特点看，可以说一部分晶洞与地下水的沉淀有关。地下水还可以通过物质置换作用，把埋藏在沉积物中的生物遗体置换成矿物质（如 $CaCO_3$、$SiO_2$ 等）。例如，硅化木原是古代树木，经置换作用后其成分已完全被硅质所置换，但其外形及内部结构却保持原来树木的特征。

（三）其它沉积作用

除上述机械沉积作用与化学沉积作用外，还有一些特殊的沉积也值得重视。

一是碳酸盐岩被溶蚀后，常在溶沟、溶槽、溶洞、溶蚀盆地和溶蚀平原等负地形及洞穴的底部，残留富含 $Fe_2O_3$ 及 $Al_2O_3$ 的红色黏土，称为赭土。赭土中常能发现溶蚀后残留的石灰岩角砾。在被覆盖的碳酸盐岩风化壳中亦常见此类残留堆积物。

二是由于古代动物和古人类常以溶洞作为栖息场所，所以在洞穴堆积物中常能发现古动物化石及古人类化石，有时还保存有人类活动的文化遗迹（如石器、骨器、灰烬层等）。此虽与地下水的沉积作用关系不甚紧密，但其为研究地质历史、人类发展史及岩溶发展史提供了极为珍贵的资料，应严加保护。如在北京周口店龙骨山的溶洞中就发现了世界著名的中国猿人北京种化石及山顶洞人化石，还发现了相应的文化层。

## 第五节 地下水的其它地质作用

### 一、地下水在岩浆活动和岩石变质过程中的作用

大量现代地质科学研究证明，地下水积极地参与了岩浆活动和岩石的变质作用。火山喷出物大部分为水汽，就是水参与岩浆活动的佐证。参与火山活动的水有两部分：一部分在地壳浅部形成，为密度不大的蒸汽，具酸性或极酸性凝聚物；另一部分在地下深部层圈形成，属岩浆源内生水，溶有大量碱金属及金属氯化物。

由于水有很强活化能力，水的参与对岩浆系统的相平衡及硅酸盐熔体的物理性质有重要影响。例如，水可使地幔物质熔融温度降低，使之易于变形；水可降低硅酸盐熔体的结晶温度，使其有利于热和能的对流转移。而岩浆侵入过程中使围岩地下水温升高，使水的侵蚀性增强。

由不同成因地下水组成的变质溶液是参与变质作用的必要条件之一，而变质过程中又会有再生水的形成，所以说地下水活动与变质作用有密切联系。

水是强溶剂，在高温高压下水的离解作用加强，侵蚀性增大，因而可破坏

原始化合物的稳定性，加快变质过程的反应速度。例如，水介入可使相同温度条件下镁橄榄石的形成（$SiO_2+2MgO \quad Mg_2SiO_4$）速度加快 $10^8 \sim 10^9$ 倍，而无水时一些反应则停止；另一方面，在地壳深部高温高压条件下，岩石中的矿物结合水可转变为自由状态的液体水或气态水，如泥岩变为页岩、板岩和千枚岩的过程中，有大量的矿物结合水转变为自由状态的液体水。

## 二、地下水的成矿作用

近些年来，国内外不断发现一些金属矿床，其成因难以用传统的热液成矿理论解释。如有的矿床附近根本找不到岩浆活动的痕迹；有的矿床成矿温度低、埋藏浅；有的则矿石的年代比围岩还古老，说明这些矿床与岩浆热液并无直接关系。与此同时，却在某些近代海洋裂谷中发现有上升热水释放沉淀出某些盐类及金属。因此，确认为地下水与成矿有密切的成因联系。地下水具有成矿作用的观点，日益受到国内外学者的重视。

地下水在岩石圈中分布广泛，本身又是一种活泼的溶剂，当水中溶有大量气体（如 $CO_2$、$H_2S$、$HCl$、$CH_4$ 等）时，不仅对岩石的侵蚀性加强，而且溶入水中的金属离子还可形成各种络合物迁移；同时，水的黏滞性低，在水力梯度、浓度梯度和温度梯度的作用下，可产生流动，有利于成矿元素的迁移和富集。

地下水按其成因可分为内生水和外生水两种基本类型。内生水是由岩浆及变质作用所产生的水，它在成矿中的作用已在矿床学中进行过研究，这里只讨论外生水在成矿中的作用。

外生水又可分为渗入水和沉积水。渗入水是由大气降水或地表水渗入地下形成的，它在重力作用下从补给区向排泄区渗流的过程中不断溶滤岩石，并进行元素的迁移和富集。沉积水则是在沉积物形成的同时进入沉积物中的水，而海成沉积水分布最广。

处于上升并长期遭受剥蚀的陆台区，由于渗入水的不断淋滤，岩石中过去已形成的矿体金属元素不断向水中转移，富含成矿元素的地下水运移至排泄带附近时，由于物理化学条件发生变化（温度降低、压力减小、气体逸出、酸度下降），使元素的迁移能力显著降低，在相对不大的范围内，元素析出沉淀，形成诸如铅、铜、铀、铁等矿床，其平面上的形态多呈舌卷状、透镜状、椭圆状和线状等。如美国卷状铀矿床，就是渗入地下水淋滤富集成矿的典型（图6—11）。

沉积水是与水盆地底部沉积物同时形成的，随着水盆地的下沉，上覆岩压不断增大，沉积物中的水开始被挤压出来。由于细颗粒沉积物的孔隙度比粗颗粒沉物的孔隙度要大，故其压缩量也大。因此，当黏土和砂互层沉积并被压缩

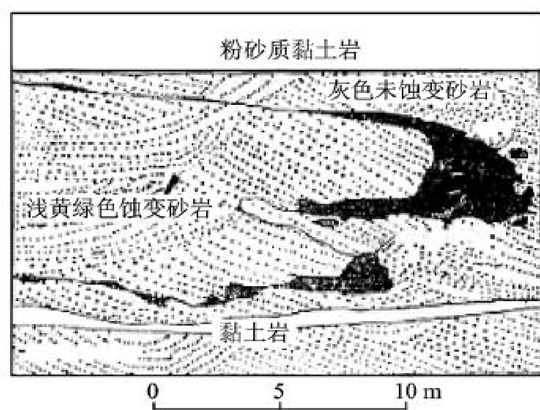



图 6－11　卷状铀矿形迹示意图

（据〔美〕E. N. 哈什曼）

时，黏土为释水层，砂层为集水层。对于年轻而封闭的盆地，受挤压的地下水自沉降中心向盆地边缘流动，其补给来源主要为黏土释水。挤压出来的水有重力水和结合水，其矿化度高、侵蚀性强，有利于金属元素向水中转移。随着沉积物下沉深度的加大，温度和压力也不断增加，使不稳定矿物发生分解，矿物晶架上的金属元素也进入水溶液。在有机质存在时，可产生脱硫酸作用，形成 $H_2S$，促使某些难溶金属元素形成金属硫化物，水由 $SO_4$－Cl－Na－Ca 型转为 Cl－Ca－Na－Si 质热水。若沉积物继续下沉，温度压力继续增大，岩石除持续脱水外，还有各种矿物重新结晶，并释出其所含的金属元素，此时，水溶液转化为 Cl－Na－Ca 热卤水。这些被压榨出来的沉积水在物理条件急剧变化地带（减温、减压处）进行排泄，使所含金属元素在排泄带附近部分沉淀下来形成金属矿床。另一部分则随地下水溢出地表，由地表径流汇入海洋，并可在海盆边缘呈裙状堆积成矿。

由上述含水系统的演变和地下水对成矿物质的转移过程可以看出：成矿围岩与矿体所含金属可以不一致。因为成矿物质来源并非矿体围岩，而是整个含水系统。同时，对于沉积水来说，被挤压出的水自下而上运动，热液中金属元素应来自下垫层或沉降最深部位的岩层；而渗入型水的金属元素，主要来自上覆岩层或隆起部分岩层。正因为不同成因的地下水及其水文地质特征对成矿作用不同，因而，深入研究成矿时期地下水的形成过程及分布规律对于认识区域成矿规律和指导矿床勘探均具有一定的实际意义。

## 三、地下水在油气田形成中的作用

地下水存在于含有有机质的各种沉积物的水盆地中，而有机物质可转变为产生石油和天然气的碳氢化合物。所以，地下水与油气田的形成有着密切的关

系。可以说，油气田的生成、运移、聚集和分散，都是在地下水参与下进行的。地下水是油气田形成的“搜集器”和媒介，又是石油运移的动力和载体。

石油来源于有机物，然而世界上富含有机物的黏土和页岩中，并未发现有石油和天然气储藏（只有少数油页岩例外）；相反地，油气田多见于粗粒结构的砂岩及具有孔隙和溶隙的碳酸盐岩中。显然，石油从高度分散的生油层中来到目前聚集的位置，必须经过有地下水参与的运移。石油的运移分为初次运移和二次运移。水及所携带的石油液滴从细颗粒沉积物（软泥）中被压榨到相邻透水性较好的粗粒含水层中称为初次运移。然后石油和水通过含水系统运动到构造和地层圈闭处形成油气田，称为二次运移。

初次运移发生于沉积盆地的新沉积物中，这些富含有机质的细颗粒沉积物中含有沉积水，并进行着复杂的物理、化学和生物作用和参与石油的形成过程。由于盆地的不均匀下降，促使地下水流动，但流速很小，每年仅为数厘米，且介质为还原环境，有利于油气的形成。在此过程中，水一方面参与油气的形成，另一方面又捕集泥岩中分散状的油滴。随着盆地上覆堆积物的加厚和对高压缩性细颗粒沉积物的压实与固结，促使水和游离的石油从细颗粒沉积物中被驱赶到粗颗粒的储集层中去。然后，在储集层中由于地下水的运动而引起二次运移。水作为分散石油液滴的载体和动力，最终聚集成油气田。托思（Toth，1970）认为，油气田的聚集需要有一个流动系统，并且石油从水中分离是在温度、压力和含盐量变化影响下进行的。这些变化都会导致所携带的石油液滴凝聚成较大的离散蓄油体，直至产生连续相和浮力效应。因为石油和气的比重均比水小，故油－气集中于含水层的上部。石油地质学中往往将形成石油的碳氢化合物聚集的区域称为圈闭，有构造圈闭（如背斜）或地层圈闭等。

哈伯特（Hubbert）对于圈闭中石油的水动力捕集做了有益的探讨。他用图6－12来说明其基本原理。

水、油、气在空隙介质中的运动呈多相混合流。若以$\rho_w$，$\rho_o$，$\rho_g$分别代表水、油、气的密度，则有$\rho_w > \rho_o > \rho_g$，即油、气受浮托力而向上运动，而地下水则自高水头向低水头作侧向运动。倾斜的油－水界面坡度$\frac{dZ}{dl}$可表示为：

$$\frac{dZ}{dl}=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}\cdot\frac{dh}{dl}$$

符号意义如图6－12所示。

显然，只有当地下水面是水平时，油－水界面才处于水平，即当

$$\frac{dh}{dl}=0\text{ 时，则}\frac{dZ}{dl}=0$$

一个构造或单斜地层要能储存石油，必须沿地下水流方向的隔水层倾角大于油－水界面的坡面角。否则，石油将与水一起向倾斜方向流散。水力梯度越

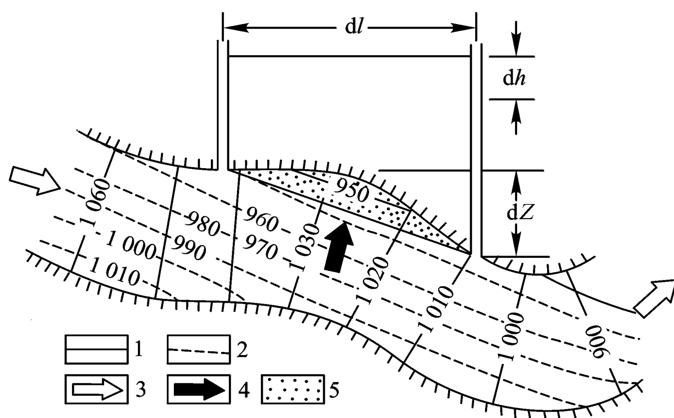



图 6－12　受水动力控制的石油圈闭倾斜构造垂直剖面

1. 地下水等势线；2. 石油等势线；3. 水运动方向；

4. 石油运动方向；5. 石油圈闭

大，所产生的油－水界面的坡度也越大，因而要求隔水层的倾角也越陡，才能形成石油圈闭。所以在地层倾角基本一致的地区，盆地中水力梯度小的地方比水力梯度大的地方可能有更多的石油捕集点。

由上述可以看出，石油水力捕集取决于地质构造条件和地下水流动条件，前者要有利于形成构造或地层圈闭，后者控制着石油捕集的水力状况。

## 思考题



1. 地下水的分带有哪些特征？
2. 地下水有哪几种存在形式和基本类型？
3. 地下水的发育条件和影响因素是什么？
4. 简述地下水的溶蚀作用和溶蚀地形特征。
5. 石钟乳、石笋和石柱是怎样形成的？
6. 地下水对成岩成矿有哪些重要影响？

# 第七章 冰川的地质作用

冰川是指陆地上多年积雪形成的运动着的巨大冰体。现代冰川占据全球陆地面积的 10.7%，为 15 865 756 $km^2$。运动着的巨大冰体的地质作用雕塑了特有的冰川地形，是改造地表的重要地质营力之一。

冰川封冻了全球水圈水量的 1.9%，占水圈全部淡水量的 80%。冰川融化的水是重要的淡水资源。我国西部地区气候干旱，但冰川资源丰富，每年冰川总融水量可达 $600\times10^8$ $m^3$，与黄河出海口平均年径流量相当。冰川融水也是河流源头水源主要来源之一。

冰川对气候的变化反映十分敏感。近几十年来，地球因温室效应，平均气温上升。冰川面积缩小，厚度变薄的报道纷至沓来。如 2001 年美国地理协会报道，科学家们发现自 1991 至 2001 年的十年间，南极阿蒙森海附近的冰川变薄了 45 m；2002 年中国科学家考察北极时发现 28°N 的郎伊尔宾 1 号冰川以每年 10 cm 的速度后退；2003 年 4 月美国广播公司报道，美国和加拿大科学家宣布，已有 5 000 年不化的北极最大的一个冰盖，目前突然破裂融化；联合国环境署 2002 年 4 月 17 日发表一项警告，喜马拉雅山区冰川消融，使湖泊水位不断增高。联合国环境规划署和国际高山综合发展中心多年来通过航测，卫星观测及实地考察等发现，尼泊尔和不丹的气温比 20 世纪 70 年代上升了 1 ℃。冰川消融快，尼泊尔和不丹境内近 50 座湖泊的水位持续上升，5～10 年内可能导致湖水决堤，从而引发山下上千公里洪水泛滥；2003 年 9 月 18 日新疆经济报报道

冰川消融加快将引发洪水泛滥、泥石流等地质灾害。还会导致海面上升。据寒区旱区环境与工程研究所刘时银等的资料，20 世纪 80 年代中期以来，冰川退缩使每年海面上升 0.9 mm。海面上升将影响沿海所有国家和地区的经济发展。冰川与人类生存息息相关，已引起世界大多数国家的关注。

## 第一节 冰川的形成、类型和运动特点

### 一、冰川的形成

#### (一) 冰川形成的条件

冰川形成主要取决于气候条件，其次是地形条件。

1. 冰川形成的气候条件

气候条件主要有两方面，一是气温；二是降水（雪）量。

地球上气温最低的是两极地区，其次是中低纬度的高山区。这些地区终年积雪，被称为雪原区。雪原区年平均气温在0 ℃以下，降雪量大于消融量（指冰川融化与蒸发的水量）。雪原区的下限称为雪线，也称平衡线。雪线以上的雪原区是冰川的积累（或称堆积）区；雪线以下为冰川的消融区。冰川物质的平衡总量受气温和降水量的共同作用，即雪线位置与气温和降水量有关。两极地区因太阳辐射极其微弱，气温很低，降雪从不融化，年复一年积累，形成世界上最大的冰体。两极地区的雪线位于海岸线附近。如图7—1南极洲表面等高线图与图7—2除去冰雪覆盖后南极洲的海岸线轮廓相比较，可看出南极冰盖覆盖了几乎整个南极大陆。中低纬度高山区总体上是纬度由高至低，雪线位置由低至高。由表7—1可见，由46°～50°N到27°～32°N雪线高度总体上是由二千余米变化至六千余米。但世界上雪线高度最高的地方不在赤道附近的高山区，而是位于20°～25°S的南美洲安第斯山，那里的雪线高达6 400 m。这是因为受信风控制，南北纬20°～30°是地球气候干旱带。因此，雪线高度在高山区还受降水量的影响。从表7—1看，27°～32°N喜马拉雅山（中国境内）与喜马拉雅山（尼泊尔，印度境内）二者处于同纬度，中国在喜马拉雅的北坡，气温比尼泊尔、印度境内的喜马拉雅的南坡低。一般推理，前者雪线位置应比后者低。但是从表7—1中看到的是中国境内喜马拉雅山的雪线高度为5 800～6 200 m；尼泊尔、印度境内喜马拉雅山的雪线高度是4 600～5 500 m。追究其原因，是因为喜马拉雅山阻挡了南来的暖湿气流，尼泊尔、印度境内的喜马拉雅山地区降水量丰富，而中国境内的喜马拉雅山地区降水量少，即供雪量不足。再例如，表7—2中列出的喀喇昆仑山东、中、西段气温、降水量和雪线高度的数据说明中低纬度高山区雪线高度受降水量的影响更大些。三段比较东段气温高、降水量多、雪线位置低。

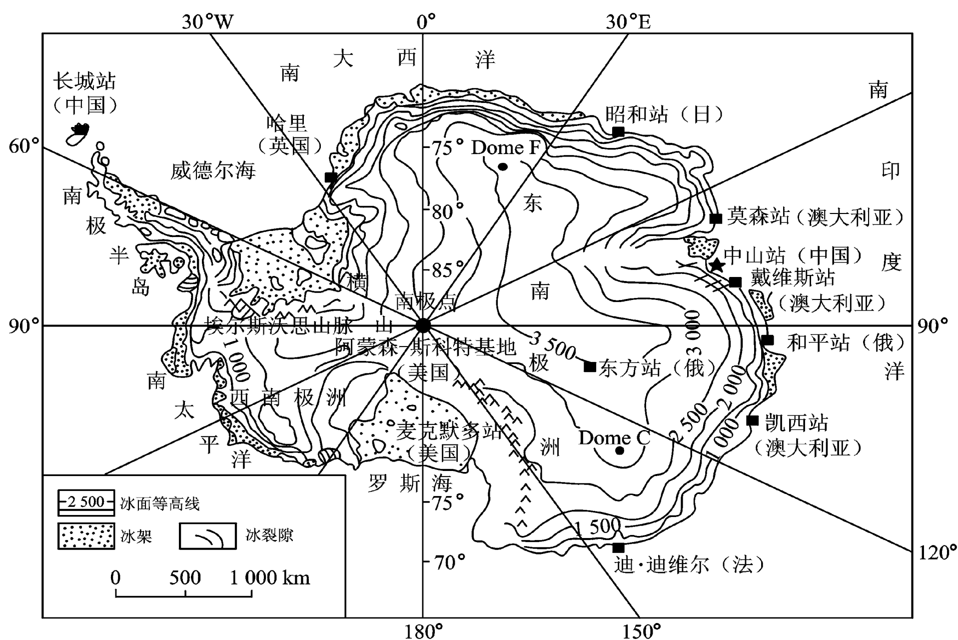



**图 7—1　南极洲表面等高线图**[36]

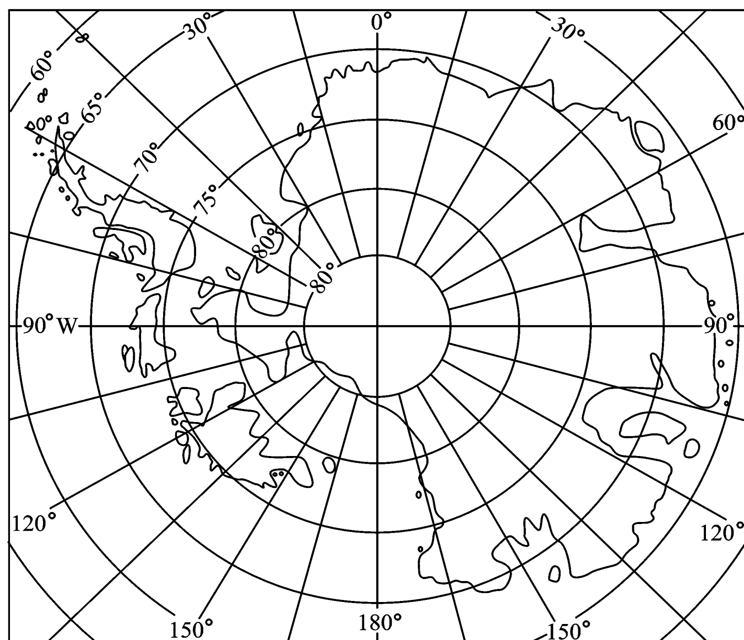



**图 7—2　除去冰雪覆盖后南极洲的海岸线轮廓**[36]

表7—1　中国与北半球同纬度山区雪线高度的比较

| 纬度范围 | 山区名称 | 纬度 | 雪线高度/m |
|---|---|---|---|
| 46°～50°N | 阿尔泰山　(中国境内) | 48°～48°30′N | 2 800～3 400 |
| | 阿尔泰山　(原苏联境内) | 48°30′～50°N | 2 300～3 200 |
| | 阿尔卑斯山 | 46°～48°N | 2 500～3 350 |
| 41°～46°N | 天山　(中国境内) | 41°～46°N | 3 600～4 600 |
| | 天山　(原苏联境内) | 41°～46°N | 3 200～4 450 |
| | 高加索山 | 41°～44°N | 2 700～3 800 |
| | 比利牛斯山 | 42°～43°N | 2 900～3 100 |
| | 喀斯喀特山 | 41°～49°N | 1 800～4 200 |
| 36°～40°N | 祁连山 | 37°～40°N | 4 400～5 200 |
| | 帕米尔　(中国境内) | 37°～40°N | 4 200～5 900 |
| | 帕米尔　(原苏联境内) | 37°～40°N | 4 000～5 200 |
| | 土耳其东部山地 | 36°～41°N | 3 350～3 700 |
| 27°～32°N | 横断山 | 27°～30°N | 4 600～5 500 |
| | 念青唐古拉山 | 29°～31°N | 4 600～5 600 |
| | 冈底斯山 | 29°～30°N | 5 800～6 200 |
| | 喜马拉雅山　(中国境内) | 28°～32°N | 5 800～6 200 |
| | 喜马拉雅山　(尼泊尔、印度境内) | 27°～32°N | 4 600～5 500 |
| | 安第斯山北端与墨西哥马德雷山脉 | 6°～20°N | 4 600～5 000 |

表7—2　喀喇昆仑山东、中、西段气温、降水量和雪线高度

| 位置 | 年平均气温/℃ | 降水量/mm·a$^{-1}$ | 雪线高度/m |
|---|---|---|---|
| 东段 阿尼玛卿山 | −7.5～−9.2 | 500～800 | 4 900～5 200 |
| 中段 木孜塔格山 | −13.4～−15.2 | 300～400 | 5 600～5 900 |
| 西段 昆仑峰 | −13.8 | 350～500 | 6 000 |

2. 冰川形成的地形条件

两极地区冰川的形成与地形关系不大，雪线高度主要受气温控制。中低纬度高山区的冰川形成需要有可以积雪的相对平坦的地形。另外雪线高度还与山坡向阳背阴、地形突出与隐蔽，即接受阳光多少等因素有关。

(二) 冰川形成过程

冰川积累区多年积雪变成冰川是有一个过程的。新下的雪花呈片状、针状等多姿多态。雪花的密度小于0.1 g/cm$^3$。在阳光下雪花局部融化，融化的水将

雪花冻结在一起，变成球状颗粒的粒雪。粒雪的密度大于0.4 g/cm³，颗粒有粗有细，当温度很低雪花无明显融化时，也可因升华/凝结，或在强风雪吹刮时风雪流与表面摩擦引起烧结而成粒雪。年复一年粒雪一层层堆积约上百米厚时，底部的粒雪在重力作用下被压紧，再结晶形成冰晶。冰晶的密度为0.9 g/cm³，粒度也有大有小。冰晶在上覆雪层的压力下进一步压紧、排出气体，并被冰晶间的薄膜水冻结，形成块状的冰川冰，冰川冰形成后在上覆冰雪层压力和重力作用下由高向低或由厚向薄处运动，即形成冰川。雪花变成冰川冰的过程，若在无融化情况下，需数十至数百年；若有融化水的参与此过程大大缩短。

冰川冰常有明显的层理，每层代表一次降雪或成冰作用过程。冰层常蓝(气泡少)白(气泡多)相间，当空气中尘埃多(如火山喷发等原因造成)时，冰层会被污化。不同冰川冰层温度有差异。20世纪60年代原苏联在南极东方站测得最低的冰层温度为－80 ℃；我国南极考察队20世纪80年代深入到南极大陆1 000多千米的瑞穗高原，测得浅层雪坑剖面夏季冰层温度为－30 ℃；我国珠穆朗玛峰北坡的冰层温度为－6～－10 ℃。曾有科学家指出，1 g 0 ℃水当量的冰融化成0 ℃的水，需336 J热量；1 g水当量的冰温度上升1 ℃需4.2 J的热量。要使全球的冰川全部融化成水，地球气温该上升多少度才可能实现？近一万年来地球气温大致波动了3～6℃，没有出现过两极和中低纬度高山区冰川完全消融的迹象。冰川的扩大与缩小，对地球气候变冷与变暖，有自然的调节作用。

## 二、冰川的类型

冰川类型的划分，因依据不同，而有不同的分类。其中与研究地质作用密切相关的主要是根据冰川的形态分类；其次是依据气候的分类。

### (一) 冰川形态分类

根据冰川的形态主要分为冰盖和山岳冰川两大类。

#### 1. 冰盖

冰盖亦称大陆冰川。分布在极地和高纬度地区。全球冰盖面积为15 564 162 km²，

盖顶面上凸，一般中间厚度大可达数千米，向四周变薄。冰盖中间底部因巨大冰体的重压而位于海面之下，故大致呈双凸镜形。全球最大的冰盖是南极冰盖，其次是格陵兰冰盖。

南极冰盖：位于南极极地。大陆漂移说认为，南极大陆是在4 000多万年前漂移到南极极地“定居”的。极地降水量虽少(约50 mm/a左右)，但因气候极度寒冷，降雪从不融化。4 000多万年来积累形成了现今的南极冰盖。南极冰盖覆盖了南极洲陆地的97.1%。冰盖面积为13 586 380 km²。平均厚

2 450 m，最大厚度为 4 645 m。西南极冰盖底床平均高程－440 m；东南极冰盖底床平均高程－15 m。仅陆地边缘有部分山脉及山峰出露在冰盖之上（见图 7－3）。冰盖边缘冰川伸入海中，有的长达几百千米，称冰架或冰棚。它们是与陆地连接的部分漂浮的巨大冰块。南极冰盖周围的冰架面积达 1 620 680 km$^2$，表面平均高 70 m。其中最大的是 Ross 冰架和 Filchner 冰架（图 7－3）；有的规模较小的称溢出（或注出）冰川。冰架与注出冰川断裂后漂浮在海上，
山。秦大河等科学家曾指出，过去 100 万年期间南极冰盖的体积变化量约为 10%；
南极冰川研究中需要给予很大关注的重要问题之一。南极冰盖封冻了巨大水量，它的融化将对海平面的上升起着不可估量的影响。

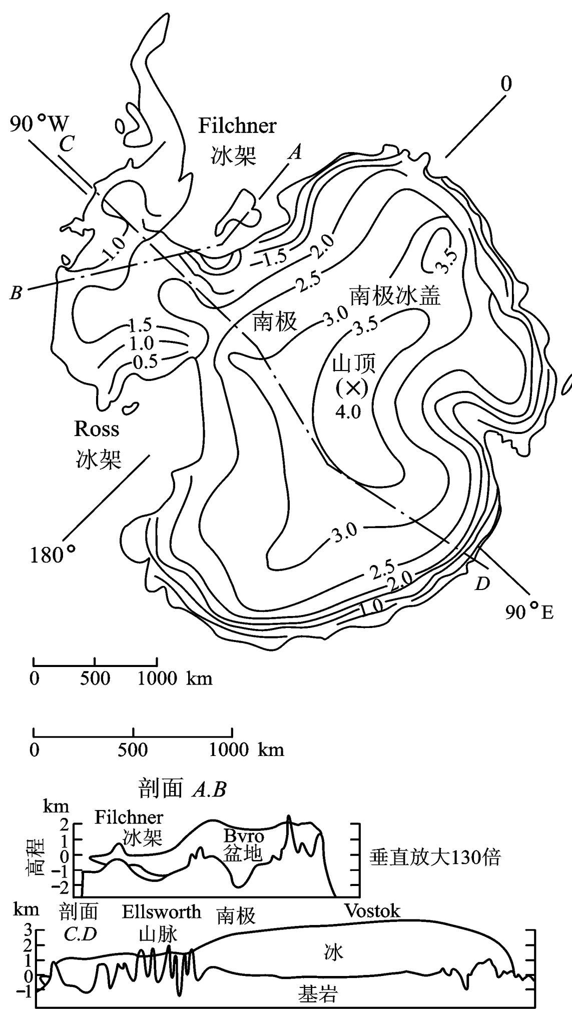



图 7－3　南极冰盖及其冰架[88]

格陵兰冰盖：位于北半球高纬度地区，它覆盖了格陵兰岛面积的79.3%，面积约为1 740 000 km²，冰盖最大厚度约为3 000 m。中心部分底床也位于海面之下（图7—4）。

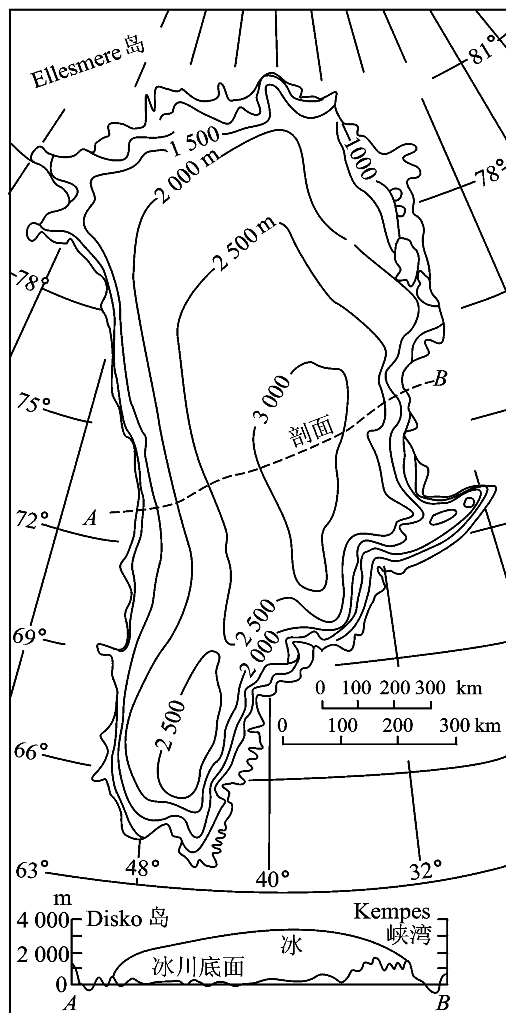



图7—4 格陵兰冰盖[88]

2. 山岳冰川

山岳冰川分布在中低纬度高山区。面积301 594 km²，仅占冰川总面积的1.9%。分布位置高，形态受地形的控制，与河流很相似（图7—5）。上游源头有冰川积累带，雪线以下为冰川消融带。冰川长一般数十千米，厚百米以上。冰川在消融带沿山谷流动，其延伸长度往往大于雪线以上部分的长度。如喀喇昆仑山北坡我国境内的音苏盖提冰川长达42 km，雪线高度5 420 m，雪线以下冰川长36 km，前（末）端伸至4 000 m（高程）。由图7—5山岳冰川纵横

剖面图看出山岳冰川底部冰床上的基岩凹凸不平。凸出处（石阶）地形陡，冰川流动速度大，形成冰瀑布。冰川表面在源头冰斗处横剖面是下凹的，在冰川末端附近横剖面是上凸的。世界上山岳冰川近一半分布在亚洲，而亚洲山岳冰川一半以上分布在中国。中国山岳冰川封冻的水量是我国湖泊总水量的5.9倍。世界上最长的山岳冰川是位于喀喇昆仑山南坡巴基斯坦境内的厦呈冰川长75 km。世界上长度大于50 km的山岳冰川共有8条，其中6条位于喀喇昆仑山，故喀喇昆仑山有世界冰川之王的称号。我国最长的冰川是天山昆马力克河上游的南依诺勒切克冰川，长63.5 km。其次是喀喇昆仑山北坡的音苏盖提冰川，长42 km。珠穆朗玛峰北坡有548条大小不等的冰川。其中最大的是绒布冰川，长26 km，平均厚120 m，最厚超过300 m。

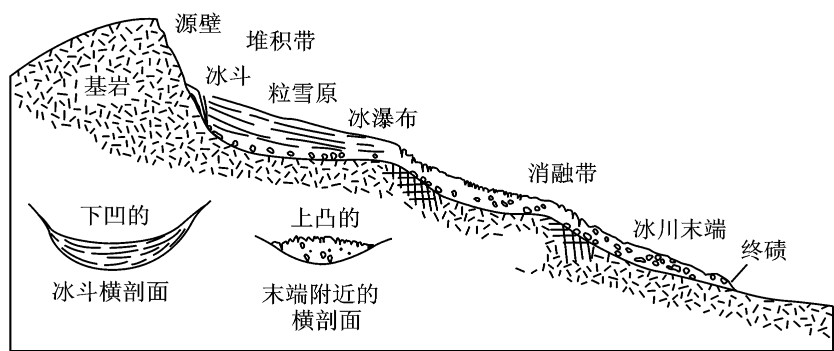



图7—5 山岳冰川纵、横剖面图[88]

山岳冰川因地形及形态不同又可进一步划分出冰斗冰川、山谷冰川、悬冰川、平顶冰川等类型（图7—6）。




图7—6 加拿大育空河地区山岳冰川景观

冰斗冰川：由分布在雪线以上冰川积累区洼地中的积雪逐渐形成。经过冰川改造洼地地形三面壁较陡，一面开口，开口处常有一“门槛”阻挡冰川外

溢。冰斗冰川扩大外溢，有冰舌伸出流入山谷中，即形成山谷冰川。

山谷冰川：是从粒雪盆地或冰斗冰川中溢出沿山谷流动的冰川，长可达数至数十公里。是山岳冰川中的主要类型。山岳冰川有单式的，亦有多支汇合成复式的（见图7-6）。

悬冰川：是发育在雪线以上山坡上，悬挂着的小冰川。规模小，易发生崩塌，随气候变暖而消失。悬冰川增大也可发展成山谷冰川。

平顶冰川：发育在雪线以上平缓山顶（往往是古夷平面地形）的冰川。平顶冰川扩大时，四周冰川溢出，与冰斗冰川、悬冰川和山谷冰川相连时，称为山地冰帽。

（二）冰川气候分类

根据冰川所处气候条件，主要是气温和降水量，分为冷冰川、暖冰川和复合型三类。

1. 冷冰川

亦称大陆性冰川。特点是，主要受西风和北冰洋气流的影响，年降水量少；雪线位置高；冰层厚度较薄；冰川长度较短；消融量也少；冰川流动速度慢，冰川地质作用相对不活跃。我国约86.5%的冰川属此类。

2. 暖冰川

亦称海洋性冰川。特点是，主要受东南和西南季风的影响，降水充沛、冰量充足；雪线位置低；冰川长度与厚度相对也较大；一年四季气温和降水量变化大，冰川消融量也大；流动速度快，冰川地质作用活跃。我国仅在喜马拉雅山东段，念青唐古拉的东段及横断山部分地带有暖冰川分布。如横断山的海螺沟冰川，是亚洲东部海拔最低的冰川，当地雪线位于4 780 m高度，冰川前端位于2 880 m高度，全长30.7 km，最厚达300 m。目前已被开发为冰川旅游地。

3. 复合型冰川

主要发育于亚洲中部，是一般长大于20 km的大型山谷冰川，从高山发源地到冰川末端，可跨越几个垂直气候带，冰川的积累和消融量都较大，地质作用较活跃。

## 三、冰川的运动特征

最早人们发现的是山岳冰川末端（冰舌）有伸缩现象，认为冰川是运动的。实际上冰舌的伸缩是气候变化造成的。当降雪量增大冰川的积累量大于消融量时，冰川上游冰体加厚，冰川向下流动速度加快，冰舌向前伸展，这也称为“冰进”；当降雪量少冰川积累量小于消融量时，冰舌就会向后退缩，这称为“冰退”。“冰进与冰退”是气候变化的反映。

19世纪中期瑞士自然科学家Louis Agassiz和美国物理学家J．D．Forbes多次对瑞士阿尔卑斯山的冰川观测研究后，首先发现了冰川运动的特点。

冰川运动的原因是冰盖中间厚，四周薄，冰川在重力作用下由中间的高点向下及向四周流动（图7—7），冰盖中冰川的这种流动称为挤压流；山岳冰川源头粒雪盆地或冰斗中冰川冰积累到一定厚度后，在重力作用下由高向低处流动（图7—5与图7—6）。这亦称为重力流。

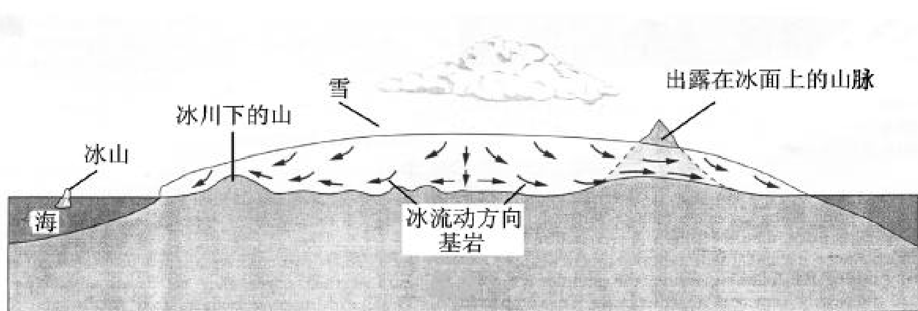



图7—7　冰盖中冰川流动方向剖面示意图

（一）冰川运动速度

巨大的冰体组成的冰川在运动过程中不同部位运动速度不尽相同，图7—8显示了冰川内部运动状况。冰川上部约40 m为坚硬的刚性带，下部冰层在上部冰层的重压下成为塑性流动带。从为研究冰川运动特点插入冰川的导管的变化状况可看出，冰川运动速度中部比边缘快。冰川末端中部向外突出呈舌状，以及冰舌表面突起（见图7—5）也显示了这一点。

冰川运动速度受气候、冰川规模（主要是冰层厚度）和冰川运动方式等因素的影响。暖冰川的运动速度比冷冰川快；冰层厚度大的比小的快；冰川底部有水渗入使冰川产生滑动者，冰川运动速度亦加快。对于山岳冰川来说，地形影响冰川运动速度，地形陡比缓的运动速度快。但总的来看，冰川运动速度相对于河流还是比较小的，一般每天几厘米至数米。如阿尔卑斯山的冰川运动速度每年80～150 m，平均每天不到0.5 m。冰盖边缘某些冰川运动速度快，如格陵兰冰盖边缘某些冰川运动速度为每年千米以上。我国大多数冰川为冷冰川，运动速度较小。夏季冰川增温时运动速度比冬季要快。

冰川的运动速度有时会突然加快，使冰川爆发式地向前推进，这种现象称为冰川的波动或冰川的跃动。如美国阿拉斯加黑激流冰川，1936年9月至1937年9月推进了6.5 km，最快时每天前进60 m；又如1953年3月喀喇昆仑山南坡的库西亚冰川，3个月内推进了12 km，平均每小时流速达4.7 m。冰川的跃动有周期性，一般认为是气候原因，如季节变化造成。有人认为地震也能触发冰川的波动。冰川波动突然爆发式前进堵塞河流、湖泊会引发洪水泛滥和

泥石流。如西藏南迦巴瓦峰西坡的则隆弄冰川，在 1952 年 8 月 15 日运动速度突然加快，冰川末端由海拔 3 650 m 快速推进至 2 750 m 的雅鲁藏布江河谷，前进水平距离 4 8 km，形成高数十米的拦江大坝，使江水断流。1969 年 9 月 2 日此冰川又再次跃动。

（二）冰川运动方式

冰川运动主要有塑性流动的基底滑动两种方式。

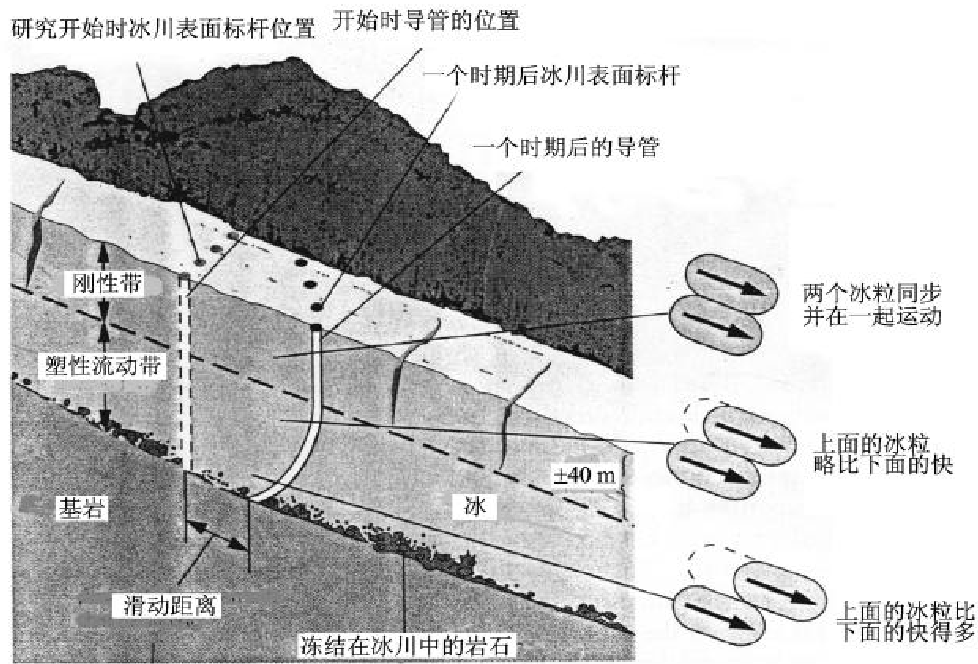



图 7－8　冰川运动模型图

1. 塑性流动

冰川的下部冰层因在上部冰层压力下呈塑性状态，冰盖中部冰层厚度大在重力作用下由厚向薄、由上向下发生塑性流动。山岳冰川也因下部冰层呈塑性，并由于地形存在坡度的情况下由高向低发生塑性流动。

2. 基底滑动

冰川底部当有融雪水渗入时，水起润滑作用，减小冰与冰床基岩的摩擦力，使冰川产生滑动，冰川滑动会使冰川运动速度加快。当冰川底部存在被冰川压碎的岩石碎屑时，岩屑被融雪水浸润，因黏度小更易变形而滑行。

冰川运动过程中因上部冰层呈刚性，所以当冰川流动遇冰床地形凹凸不平（如图 7－5 中的石阶）和弯曲时，冰川上部冰层易产生冰裂隙，在地形突出处和弯曲的外侧都会产生张性的冰裂隙；此外因冰川各部分流速不同，上部脆性冰层也会出现裂隙，张开的裂隙是冰川表面的岩石碎屑进入冰川内部的通道。

## 第二节 冰川的刨蚀作用

冰川及共所携带的岩石碎屑对冰床的破坏作用称刨蚀作用。刨蚀作用是一种机械破坏作用。

### 一、刨蚀作用方式

#### (一) 磨蚀作用

也称研磨作用，是冰川及其冻结在内部的岩石碎屑在冰川流动过程中，在冰川自身压力下对冰床岩石刮削、锉磨的过程。磨蚀作用的强度主要取决于冰川厚度 (冰川厚度大压力亦大) 和流动速度。其次是冰床岩石抗磨蚀的能力。冰床岩石经磨蚀后表面可有断续分布的磨光面，称冰溜面。冰溜面上常留有钉状、帚状、颤痕等形态各异、深浅不一的擦痕 (图7—9)。这些擦痕共同的特点是随冰川流动方向、擦痕的深度由深变浅，由明显渐趋消失。如钉状擦痕的钉头在上，刻蚀深度大，随冰川流动方向向下刻蚀深度渐变为钉尖；帚状擦痕连接扫帚把一端在上，向下擦痕似扫帚状散开并变弱。这也反映了冻结在冰川底部的岩块或冰体本身受重压刻入冰床基岩，在冰川流动过程中被研磨而破碎。冰川擦痕在恢复古冰川的分布和运动方向等方面有着重要作用，是大陆漂移学说的地质证据之一。

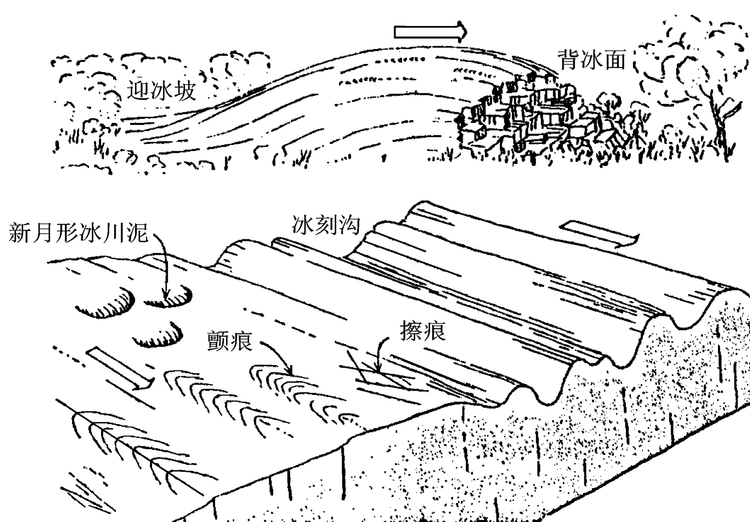



图7—9 羊背石 (上图) 和冰川擦痕 (下图)[88]

### （二） 挖掘作用

也称拔蚀作用，指融雪水渗入冰床基岩的裂隙中，水结冰后使多裂隙、松散的岩石与冰川主冰体冻结在一起，然后随冰川流动被挟带走的过程。这个过程似农民耕地的犁插入土地中铲挖冰床表面岩石，故称挖掘作用。

冰川的磨蚀和挖掘作用在冰川流经岩丘时明显显示其特征。冰床上的岩丘经冰川刨蚀作用后迎冰面因磨蚀作用变平缓光滑；背冰面因挖掘作用变陡且粗糙，远远望去，形似伏在地面上的羊，故称羊背石（图7—9上）。冰溜面和冰川擦痕常出现在羊背石的迎冰面上。

## 二、刨蚀地形

现代冰盖巨厚的冰层覆盖着地表，刨蚀地形仅在冰盖边缘溢出冰川分布地带有所显示，它们与山岳冰川的刨蚀地形较相似。现代山岳冰川的刨蚀地形在山岳冰川发育区能显现出来，如从图7—7加拿大育空河地区冰川景观图中可以看到山岳冰川刨蚀地形的特征。山岳由山坡、山谷、山脊和山峰组成。经冰川刨蚀作用后它们分别被改造，形成冰斗、冰蚀谷、刃脊和角峰（图7—10）。

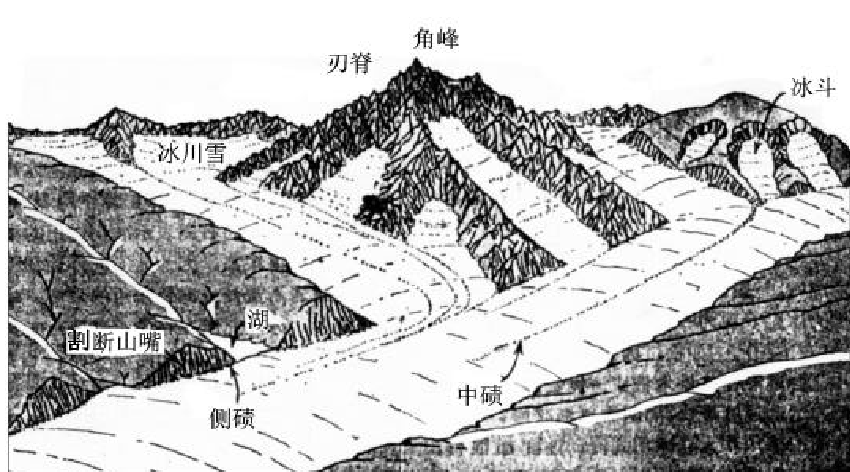



图7—10　山岳冰川刨蚀地形[89]

### （一） 冰斗

山坡上的洼地积雪后称粒雪盆（图7—10中标注冰川雪处）。粒雪盆中积雪厚度增大到一定程度形成冰川（冰斗冰川），冰川流动对洼地的磨蚀和挖掘使洼地加深，洼地的壁因挖掘作用变陡峻，并使洼地向山脊和山峰方向扩大（图7—11）。经冰川刨蚀作用形成的三面壁陡一面开口的围椅状地形称为冰斗。冰斗开口处剥蚀作用弱一些，往往地形凸出一些，有一门槛。冰斗中冰川增厚、增大到一定程度后会流出冰斗进入山谷。由于雪线附近冰劈作用最发育，刨蚀作用强度大，因此冰斗在雪线附近常发育成一排。当冰川完全消融

后，它可作为古雪线的标志，同时冰斗中积水可形成冰斗湖（冰蚀湖的一种）。

（二）冰蚀谷

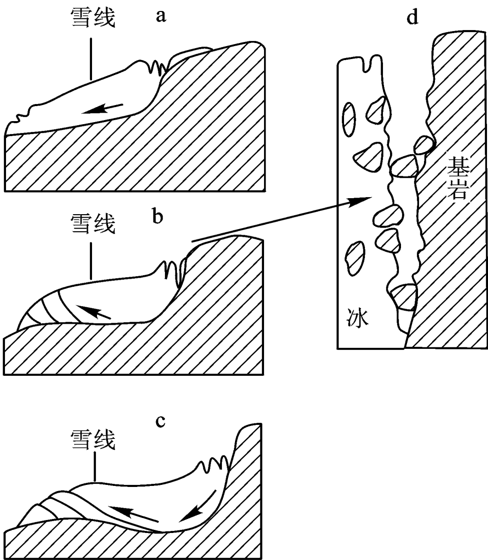


图 7－11　冰斗形成过程[62]

又称冰蚀槽或“U”形谷。山谷中流动的冰川称山谷冰川。山谷冰川的刨蚀作用加深谷底，使谷底趋向平缓，但由于山谷基岩抗刨蚀能力不同及原来地形存在石阶等原因，谷底纵剖面可为台阶状。大的冰蚀谷谷底可有羊背石。同时弯曲的山谷，突出于山谷中的坡嘴被冰川刨蚀作用削平，使山谷变宽、变直。经刨蚀作用形成的山谷呈“U”形，底部平缓、两壁陡峻。谷壁与谷底基岩上可有擦痕。谷底被刨蚀的洼地积水形成冰蚀湖，沿冰蚀谷冰蚀湖可出现多个而连成串珠状。山岳冰川冰蚀谷的形态与山区河流不同，而且由上游到下游冰蚀谷由宽变窄，这是因为冰川流动到雪线以下开始消融，刨蚀能力变弱所致，当然复式冰川的情况会复杂些。复式冰川中支冰川的刨蚀能力低于主冰川，因此支冰川形成的冰蚀谷常悬挂于主冰川形成的冰蚀谷之上，称悬谷。冰蚀谷规模大者深可达上千米，长几十千米。冰蚀谷的形态在山谷冰川消融后，才完全显现。

（三）刃脊和角峰（图 7－12）

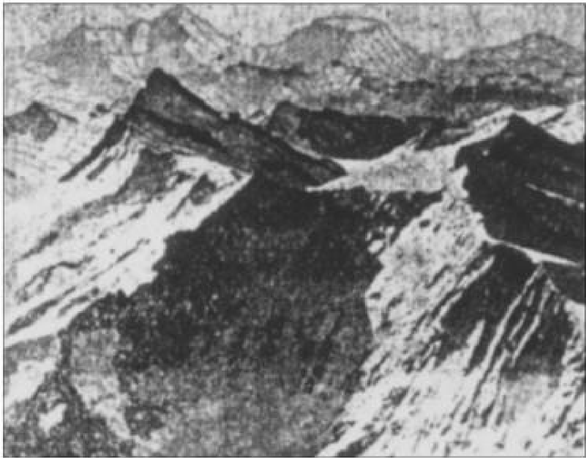


图 7－12　瑞士阿尔卑斯的刃脊和角峰[89]

山脊两侧冰斗共同后退，向山脊方向扩大，山脊变尖似刀刃或鱼背上的鳍，即为刃脊或称鳍脊。

一座山峰周围如有三个以上冰斗发育，由陡峻的冰斗后壁构成金字塔状的山峰，称角峰。世界第一高峰珠穆朗玛峰（8 848 m）及第二高峰乔戈里峰（8 611 m）都是典型的角峰。

冰川刨蚀地形的发育程度，形态特征等与气候、冰川规模大小、冰床基岩岩性、地质构造等诸多因素有关。我国以冷冰川为多，冰蚀地形规模不大。坚硬岩石构成的角峰尖锐挺拔；冰蚀谷中坚硬岩石上的擦痕也易保存下来。冰蚀地形的存在是第四纪冰川活动重要证据。但地质历史时期的古冰川因年代久远刨蚀地形多被破坏。

## 第三节 冰川的搬运作用

由于冰川是固态的冰川冰构成的，它仅有机械搬运作用，且搬运力、搬运量、搬运速度和搬运方式等与河流、风有着明显的不同。冰川搬运和沉积的岩石碎屑统称为冰碛或冰碛物。

### 一、冰碛物来源和分布

冰碛物来源主要有两个，一是挖掘作用产生的岩石碎块；二是寒冻风化作用使山上岩石破碎掉落在冰川上。这两个来源的岩石碎屑物大小很悬殊，大者体积数十立方米，重量可达数百吨甚至数万吨。小者以冰川底部磨蚀作用产生的粉砂（粉砂直径介于0.05～0.005 mm）为主。冰碛物的来源也决定了其物质成分与冰川分布范围附近的基岩成分一致。

冰碛物分布在冰川两侧的称侧碛；分布在冰川底部的称底碛；分布在冰川内部的称内碛；支冰川汇入主冰川，原来两支冰川的侧碛汇合后即形成中碛（图 7－11）；分布在冰川末端的称终碛。

### 二、冰川搬运力、搬运量和搬运方式

#### （一）冰川的搬运力和搬运量

冰川承载能力比水和风大得多。冰川的搬运力主要取决于冰川的厚度，冰川厚度越大，规模越大，搬运力也越大。冰川能搬运数万吨大石块，直径大于1 m 的岩石碎块称漂砾。冰碛物中漂砾是常见的。

冰川的搬运量大小与冰川搬运力和冰碛物来源多少有关。山岳冰川因冰劈作用发育，冰碛物来源丰富，搬运量大。冰盖边缘的溢出冰川搬运特点与山岳

冰川相近。

（二）冰川的搬运方式

冰川有其独特的搬运方式：载运和推运。

1. 载运

大多数冰碛物被冻结在冰川内部（包括冰川两侧及底部和中部），部分还分布在冰川表面。这些冰碛物随冰川流动被搬运，这种搬运方式称载运。以载运方式被搬运的冰碛物在搬运过程中相互之间没有碰撞，也无摩擦，因此冰碛物载运过程既无分选作用，也无磨圆作用。

2. 推运

冰川末端（前端或冰舌）向前推进时，似推土机那样将冰床上的岩屑推向前方的方式称推运。被推运的冰碛物互相碰撞可出现磨细现象和擦痕。

从载运和推运的特点看，冰川搬运方式以载运为主。

## 第四节 冰川的沉积作用

冰川沉积作用主要是机械沉积作用。冰川沉积物——冰碛物堆积主要原因是气候转暖，冰川消融和冰碛物过多，搬运过程中受阻滞留。

### 一、冰碛物特点

冰碛物大多数是以载运方式被搬运的，所以冰碛物一般分选性差，大小悬殊，大者为直径大于1m的漂砾，小者以粉砂为主，两者混在一起，在冰川底部呈“泥包砾”状堆积，被冰川压紧的“泥包砾”组成的冰碛层常为隔水层。冰碛物磨圆度亦差，一般为尖棱角——棱角状；冰碛物不具成层性；其岩石成份与冰川发育区基岩成份一致。山岳冰川一般规模小，长一般不足30 km（世界上现今最长的厦呈冰川也仅75 km），因此冰碛物中若发现有用矿物，寻找有用矿物的原生矿范围也较易圈定。冰碛物还有与其它外力沉积物不同的是：冰碛物中可含寒冻性植物的孢子花粉，冰碛砾石上常具擦痕。

### 二、冰碛地形

不同的沉积原因，在冰川不同部位可形成终碛堤（垅）、侧碛堤（垅）、底碛平原或底碛丘陵和鼓丘等各种冰碛地形。

（一）终碛堤（垅）

位于山岳冰川末端前方（图7－13）或冰盖边缘外侧（图7－14）的垅岗状地形。是在气候稳定情况下冰川流动到末端或边缘消融后堆积形成的。山岳

冰川的终碛堤一般短而高，随冰舌形态外凸，高度最高可达100～300 m、冰盖的终碛堤一般长而矮，高度一般30～50 m，且断续分布。终碛堤一般都是内侧缓、外侧陡；随冰川退缩可出现多道终碛堤。终碛堤内侧因其阻挡也可积水形成冰湖。除终碛堤外，其它冰碛地形在冰川部分或全部消融后才显现或形成。

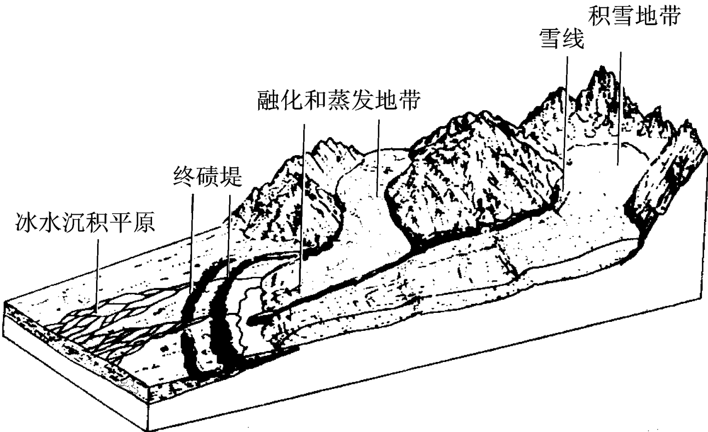



图 7－13　山岳冰川终碛堤和冰水沉积平原[62]

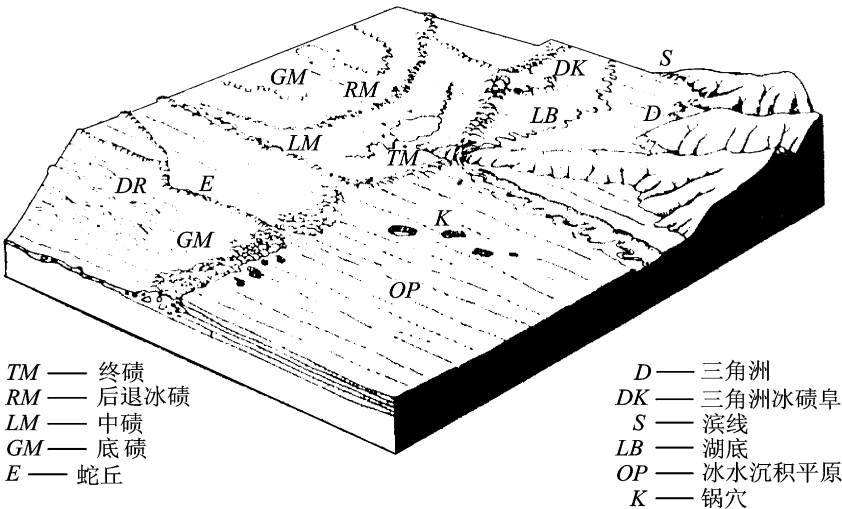



图 7－14　冰盖的冰碛与冰水沉积地形[88]

（二）侧碛堤

气候转暖，山谷冰川两侧侧碛在冰川消融后堆积形成的垅岗状地形。侧碛沿冰蚀谷两侧分布。

（三）底碛平原和底碛丘陵

大的山岳冰川或冰盖大部分或全部消融，冻结在冰川内部和底部的冰碛物

均匀堆积在冰床上形成较平坦的冰碛地形，称底碛平原，若冰碛物分布不均匀，如有较多中碛，则堆积形成底碛丘陵（图7－14）。

(四) 鼓丘

冰川消融后在底碛平原上堆积的小丘状冰碛地形（图7－14DR）叫鼓丘。鼓丘一般平面呈长椭圆形，长轴方向与冰川流动方向一致；鼓丘内部以羊背石为核心，一般高数米至数百米；长几百米至千米以上。一般在冰盖中，因冰川的冰碛物过多，遇羊背石受阻而滞留堆积。偶尔也见于大的山岳冰川中。

## 第五节 冰水的地质作用

冰水的地质作用是冰融水对冰碛物的搬运和沉积过程。经过冰水的搬运冰碛物发生一定的变化，并且形成了新的冰水沉积地形。

### 一、冰水的来源与分布

冰川表面在太阳辐射下冰融化可出现蜂窝状，大小不一的凹坑。夏季冰消融强烈时，凹坑相连，冰融水汇成冰面河。冰川运动过程中冰床两侧及底部因摩擦使冰融成水，如果冰川流经地区地温高，冰川更易融化。冰川所有部位的水都能汇集到冰川两侧与底部形成冰下河。冰下河流动过程中往往在冰川底部开凿出冰隧道和冰洞。冰下河流出终碛堤形成冰前河。冰川消融的水在终碛堤内外的洼地中汇集可形成冰水湖。冰水沉积作用发生在冰水河及冰水湖中。

### 二、冰水的沉积物与沉积地形

(一) 冰水的沉积物

1. 冰水河的沉积物特征

冰水河流动过程中搬运冰碛物，随搬运距离的远近，冰碛物发生一定的分选和磨圆作用，因此水沉积物的分选性和磨圆度比冰碛物好一些，比冲积物差。冰水沉积物有一定的成层性。砾石表面还可保留有擦痕。

2. 冰水湖沉积物特征

冰水湖沉积受气候及季节交替的影响，夏季冰融化的冰水多，带入湖中的碎屑物受砾石和粒砂在湖滨沉积，细砂和粉砂可搬至湖心沉积。冬季冰融水少，带入湖中的碎屑物少，悬浮在湖中的泥质发生沉积。湖底沉积物粗细相间形成平层。砂质一般色浅，泥质一般色深，故平层深浅交替，纹理明显，又称纹泥。根据纹泥及其平层的数量和厚度，可推算冰湖沉积时代和沉积速度，也可大致了解冰川活动的情况。

### （二）冰水的沉积地形

主要是冰水河形成的蛇丘和冰水扇、冰水沉积平原（图7－13和图7－14）。

#### 1. 蛇丘

冰川消融后隆起在冰床上，似蛇状蜿蜒延伸的堤状地形。横剖面似铁路路基，顶较平，两侧斜坡陡，高几十米，长数千米至数十千米。这是冰下河携带的冰碛物与冰川消融时冰川内部冰碛物共同堆积形成的，组成蛇丘的沉积物以粗砂和砾石为主。蛇丘总的延伸方向与冰川运动方向一致。

#### 2. 冰水扇及冰水沉积平原

流出终碛堤的冰前河，因地形豁然开阔，冰前河水流分散、动能减小，挟带的碎屑物在终碛堤外沉积形成扇状地形——冰水扇。冰水扇扩大或多个冰水扇相连则形成冰水沉积平原。

冰水的沉积物与沉积地形一定程度上也可用来指示冰川特别是古冰川的活动特点。

## 第六节 冰期和间冰期

冰碛物、冰碛地形和刨蚀地形都是冰川活动的证据。地质学家在研究地壳演化历史过程中，用将今论古的思维方法，推测地质历史时期全球曾发生过三次大冰期（即冰川面积扩大时期）。它们是5～6亿年前的震旦冰期，2.8亿年前的石炭－二叠冰期和3 700万年以来的晚新生代大冰期。冰期地球表面的平均气温比现在低7～8 ℃。两次冰期之间为间冰期，气候转暖，冰川范围缩小。一次大冰期过程还可有若干小冰期及间冰期组成。例如据研究晚新生代大冰期发生的3 700万年来至少出现过7次小冰期。青藏高原最近的一次冰期称为白玉冰期，白玉冰期出现在至今7万年—1万年之间，1万年前地球又进入了间冰期，科学家们估计，现代的间冰期还将持续1万年，然后又进入新的冰期。冰期到来冰川面积扩大，但不是全球陆地都被冰川覆盖。例如石炭－二叠冰期冰川只覆盖了南半球的陆地，北半球当时气候温暖、潮湿，森林茂密，是成煤期；3 700万年前开始晚新生代冰期冰川覆盖了全球面积的32%，北美、南美及欧亚大部分地区曾被冰盖覆盖过。约在15 000年前，最后一次冰期海平面比目前降低约125 m，陆地扩大、滨海位置明显变化，入海河流延伸至现代大陆架上，冰川面积扩大引起了众多外力地质作用的变化。有必要说明的是，施雅凤等在中国东部第四纪冰川与环境问题一书中曾指出：“中国东部第四纪环境演变和雪线变化的研究表明，中国东部海拔高度2 000 m以下的中低山地，

除东北少数山岭外，在第四纪全过程都缺乏冰川发育条件，过去所有关于这些山地存在有冰川遗迹的论述，均属误解。这个结论是明确无误的”。

## 思考题



1. 冰川发育的条件有哪些？
2. 何谓冰进与冰退，它们对哪些外力地质作用会产生影响？为什么？
3. 冰川刨蚀作用形成哪些地形？各有何特点？
4. 冰碛物有什么特点？
5. 不同类型的冰川各有哪些冰碛地形？
6. 研究冰川地质作用有什么意义？

# 第八章 地面流水的地质作用

河流是人类文明的发祥地，今天大的江河流域依然是人口密度最大的地区。河流的生态资源、环境资源、交通航运、水力发电、农业水利资源及沉积物中的砂矿资源，例如金、铂、锡、铅、锌、钨、水晶、刚玉、金刚石等，对于人类都具有重要的意义。然而地面流水除了给人类带来重大的利益之外也给人类带来严重的灾害——洪水、泥石流每年给人类带来数百亿美元的损失。

## 第一节 地面流水的分类和运动特点

### 一、地面流水的来源和种类

地面流水分为面流、洪流和河流三大类，面流和洪流是在降雨或降雨后的一段时间内才有的暂时性流水。河流是常年流水。

面流是雨水、冰雪融水在地表斜坡形成的薄层片状细流，因此又叫片流。

斜坡表面是不平坦的，当面流增大到一定程度在就会自动在斜坡低洼处汇集成线状的较强的洪流。洪流往往是间歇性的，在雨水集中的季节易形成洪流。

河流是大气降水、融雪汇集在地面低洼处，在重力的作用下沿流水自身侵蚀形成的沟槽中流动，并进一步得到地下水的补给而成的。河流具有相对固定的河道、并有经常性流水。它的水源往往是多方面的，雨水、冰雪融水和地下水甚至湖水都可以成为水源。例如我国长江的发源地是唐古拉山主峰格拉丹冬雪山西南麓的姜根迪如冰川，它的融化水汇成长江的源头，而沿途则不断有雨水、地下水和支流、冲沟的地面流水的补给，最后汇合成举世闻名的长江。

### 二、流水的动能

地面流水在重力作用下，沿斜坡或沟谷，从高处向低处流动，从而不断将势能转变为动能，流水具有的动能称为流水的活力（a），流水的活力（a）与流水的流量（m）和流速（V）有关，其关系可以用下列物理式表达：

$$a=\frac{1}{2}mV^2 \qquad (8-1)$$

从上式看出：地面流水活力的大小与流量及流速的平方成正比。其中流量的大小主要受气候影响，区域的降雨量和蒸发量决定了该区地面流水的水量的大小；地面流水的流速则受流量和地形坡度的影响。区域地质构造升降运动，可以改变地面的起伏坡度和海拔高程，从而影响地面流水的活力。

地面流水的活力必须克服其流动过程中水流内部的粘滞阻力和水流与地面、空气等之间的摩擦阻力的消耗；我们把地面流水用于克服水流内部粘滞阻力、流水与地面、空气等的摩擦阻力以及搬运泥沙时所消耗能量的总和称为地面流水的负载（$L$），那么地面流水的活力与其负载的关系可能存在以下三种情况：

$a>L$：地面流水除克服负载以外，尚有余力对地面进行破坏，因此表现为侵蚀作用；

$a=L$：地面流水与负载相平衡，流水无力破坏地面，也不因负载过大而发生堆积，因此表现为搬运作用；

$a<L$：地面流水的负载超过其活力，为了保持其流动，流水不得不将多余的搬运物卸载，表现为沉积作用。

## 三、水动力因素与底形（床砂形态）

水动力因素与沉积物表面构造和内部层理构造的形成关系密切。水槽实验是模拟自然界沟槽中运动的牵引流在非粘结性床砂表面造成的波痕、反丘等形态称为底形或床砂形态。底形或床砂形态随流体动力条件变化而变化。西蒙斯等人（1965）提出了流态的概念。

### （一）流态

流态是指沟槽里的水流，根据底床形态类型、沉积物搬运方式、能量消耗过程及底形与水面之间的相位关系，可以划分为低流态、高流态，其间还有一个过渡流态。可以用弗劳德数（$F$）表述。

低流态：在低流态中，对水流的阻力大，沉积物搬运量比较小，水面波动与底形波动相位不同，底形是小波痕、大波痕。床砂搬运通常是将砂粒搬运到小波痕或大波痕的波脊上，当积聚到一定数量后顺背流面塌落。弗劳德数小于1。流形为稳流。

高流态：在高流态中，水流阻力小，沉积物搬运量大，水面波动与底形波动是同相位的。常见的底形是平底和反丘。床砂的搬运是在底部连续顺流滚动，弗劳德数大于1，流形为急流。

过渡流态：过渡流态的底形是不稳定的，可以由典型的低流态底形—大波痕到典型的高流态底形—平底，弗劳德数等于1。

## （二）底形

底形是由于水流作用在水底沉积物表面形成的各种外形，如平床、小波痕、大波痕，有沉积物运动的平床、反丘等称为底形。底形与水流强度有关。

西蒙斯等（1965）用水流功率（$V\tau_0$）来表示水流强度，即水流强度与流速和切应力呈正相关。

切应力 $\tau_0 = vDS$（$v$——流体和沉积物的比重；$D$——水流深度；$S$——能量梯度的斜率）

随着水流强度的增大，底形逐渐向没有沉积物运动的平底—小波痕—大波痕—具有沉积物运动的平底到反丘的序列变化（图8－1）。

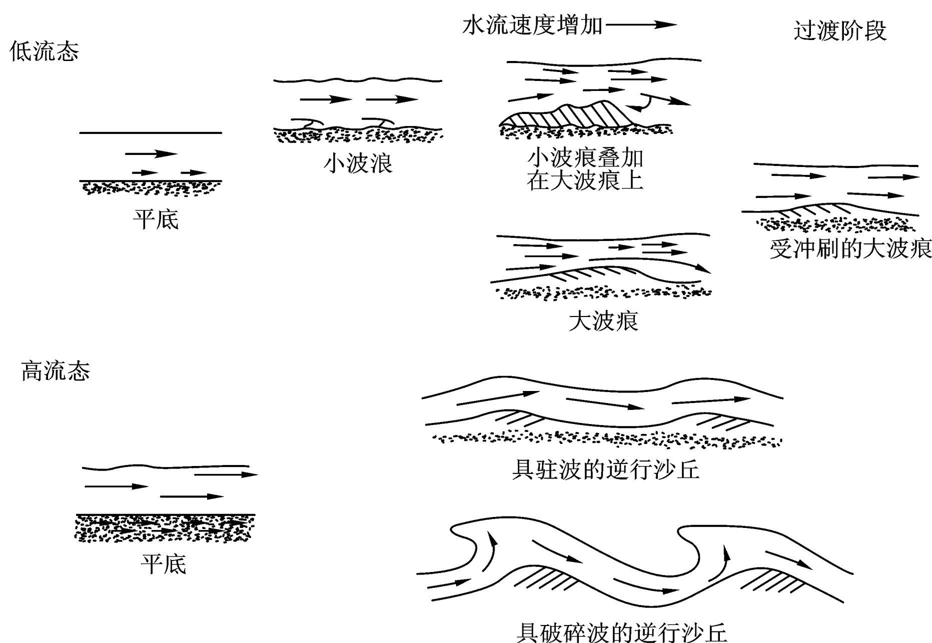



图8－1　在稳定均一的水道底床上，各种底形的变化特点

（据 Simons et al.，1965）

没有沉积物运动的平底：平底是水流功率小，没有任何底形的平坦床砂，当加大水流速度，沉积物开始运动，这时直径＜0.6 mm的砂来说，平底就变为小波痕，对于直径＞0.6 mm 的砂来说，平底直接变为大波痕。而对于直径0.93 mm的砂来说，在水流功率小形成大波痕之前，形成有沉积物运动的平底。没有沉积物运动的平底表现为水平层理。

小波痕：小波痕是具有平缓上游坡和较陡下游坡的底形，波长一般小于30 cm，从不超过60 cm。小波痕开始形成时是平行的长脊，波幅较小，随着水流强度增大形成弯曲或不规则波脊的较大波痕。在细砂中产生小波痕的最低水流速度是20 cm/s左右，在粉砂中产生小波痕的最底水流速度是8～15 cm/s。

大波痕：当逐渐增大水流功率、流速、砂粒的搬运量和速度，小波痕会突然转化为大波痕。大波痕形态与小波痕相似，但波长大于60 cm，大波痕的波幅随水深增加而增长。从粒度上看，细砂比中，粗粒砂形成大波痕的水流功率要大得多。

波痕的迁移就形成交错层理。

具有沉积物运动的平底：平底是没有大于底床物质最大粒径的凸起和凹陷的床砂。平底对水流的阻力比较小，其阻力最主要由颗粒糙度引起，糙度又与颗粒大小相关，因而细砂比中粒度砂从大波痕过渡到平床的水流功率小，平床显示的内部构造是平行层理。

反丘：反丘与水面波相位相同，它们之间有强烈的相互作用。水面波的高度可以一直增大到成为不稳定波或碎波，或者平静下来，前者称为碎波反丘，后者称为驻波。当反丘形成或增高时，它们可以向上游运动，也可以向下游运动或保持原地不动。当其向上游运动时，其底形形成逆行沙丘，沉积物内部显示反丘交错层理。

（三）流形

在非粘结性床砂上面的水流，由于水－沉积物界面的不稳定性，可以产生波痕等底形。在水槽试验中观察波痕背流面上的流形，可以发现，在沉积物－水的界面上方存在一个重流体层，沉积物的浓度相对较高，颗粒以滚动、滑动、跳跃和悬浮的方式运动。这个重流体层在波痕脊上消散，颗粒弥散开来并失去底部的支撑，颗粒就在背流面或这个区域沉降下来。在波痕的背流侧可以分出水动力学不同的三个带（图8－2）。

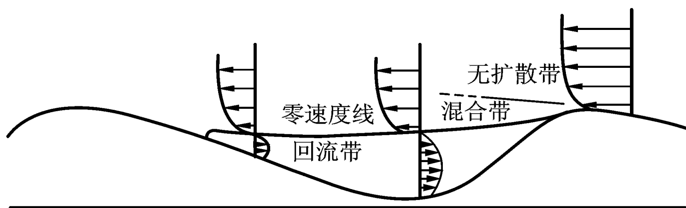



图8—2　波痕背流面上的流型

描绘了背陆侧的分布、水流分离和三个主要带（据乔普林修改）

无扩散带这个带以悬浮方式携带细碎屑越过背流面。

混合带以大型湍流为特征，流体层极不稳定，并卷入旋涡。在混合带流速纵向上快速变化，自上而下流速降低，到一个拐点速度为0。其下到达回流带。

回流带水流出现反方向的运动，其速度可以达到顺流平均速度的20%～25%。在回流带中，呈悬浮状态的颗粒可以再次卷入混合带的涡流中。

底形和流行的某些特征共同影响着碎屑物的沉积作用。如图8—3所示，在向流面约2/3的距离内，颗粒向下游搬运。由于较大的颗粒与水流接触面积大，因而易于搬运，细颗粒接触面积小，搬运困难一些。这样就会发生沉积物的分选，部分细颗粒沉积下来，并渗透到向流面粒间的孔隙中，在向流面上富集了较细的颗粒——向流面纹层由细颗粒组成。而较大的颗粒被带到波痕脊上，当流速较低时颗粒在脊上堆积起来形成突出体。突出体是不稳定的，当达到一定高度时就发生塌落。颗粒在背流面上塌落，会沿滑落面发生分选作用，大颗粒趋向于堆积在外侧，并且由于具有较快的沉降速度而富集在背流面底部。分选作用还受背流面长度的控制，小波痕背流面短因而分选作用不明显，大波痕就十分明显。

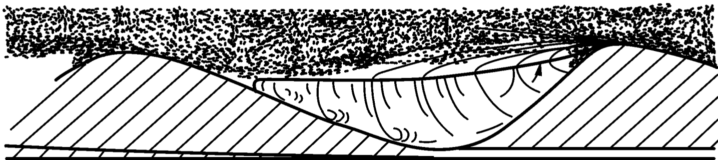


图8—3　波痕背流面上的流型和沉积作用

重流体层以突出体的形式将颗粒堆积在脊上，沉积物再由此塌落到背流面上。在回流带中，有些沉积物被回流涡流裹挟，并沉积在背流坡坡脚上。图中表示出理想的沉积物颗粒的轨迹线（据乔普林修改）

波痕脊上颗粒的堆积（平衡期）和塌落（期）是交替出现的，在平衡期悬浮物质也可在背流面上发生沉积，形成薄薄的一层细粒的或轻的（云母片、黏土等）沉积物。塌落期形成粗粒的沉积物，从而显示出波痕内部的交错纹层。交错纹层的夹角相当于安息角。安息角受介质性质（水、大气）流体流速的控制，在水流中一般不超过35°。

当塌落作用连续进行时，纹层不能显示出来，就成为块状构造。

## 四、流水运动特点

根据牵引流的运动状态，流体内部水质点的运动轨迹，可分为层流、紊流等水动力结构。它们直接影响地面流水地质作用特征。

### （一）层流

水流流动时，水质点作流束状或层状运动，各质点的迹线不相交错的一种流动状态称为层流。水质点的运动速度和方向是恒定的，水质点的运动轨迹——流线在无障碍时是彼此平行的，当存在圆柱状或球状的障碍物时则流线随边界弯曲。根据在实验室的玻璃管内水流状态的观察，水流只在很低的速度时，保持相互平行的层状，均匀地向前移动，水质点的位置不发生相互调换，因而水层之间不相混合（图8—4a、b）。

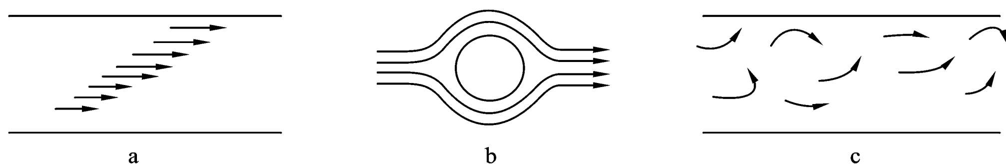



图 8－4　水的流动状态

(据 Friedman & Sanders，1978)

a. 层流；b. 通过圆柱体或球体的层流；c. 紊流　(或湍流、涡流)

(二) 紊流

水流高速流动时，流线波状起伏，各运动质点的迹线具有复杂的形态，并且相互交错的一种流态称为紊流。水质点的运动速度和方向随时发生任意的改变，其运动轨迹是不规则的　(图 8－4c)。这种流动状态称为紊流或称湍流、涡流。实验证明，只要水流速度增大，或者界面略有粗糙不平，水流就会呈现紊流状态。紊流中存在漩涡产生的水流紊动作用，由于漩涡的大小、方向和转速不同，因此紊流的任一质点的流速的方向是随时间变化的——称紊流运动的脉动现象。

## 第二节　地面暂时流水的地质作用

### 一、雨蚀作用

酸雨对可溶性岩石的化学侵蚀作用是众所周知的。同时雨水对岩土层，特别是对裸露的表土层的敲击不仅可以造成表土的流失，而且可以增加地表薄层水流的紊动性，从而加强水流的侵蚀强度，破坏土壤结构，使表土分散，为面流的冲刷创造更为有利的条件。

### 二、面流的地质作用

面流是雨水或冰雪融水直接在地表形成的薄层片流和细流，出现的时间很短。雨水在坡地上聚成薄薄的水层，以后由于受地表微小起伏的影响，使水流分离，形成许多细流。细流在流动过程中时分时合，没有固定流路，因而坡面侵蚀是坡面流水对地表进行面状的、均匀的冲刷。能比较均匀地冲刷地表松散物质，被冲刷下来的物质，成为江河泥沙的主要来源。面流的侵蚀强度主要受降雨量、降雨强度、地形坡度、坡面组成物质和植被等的影响。在一定的地形条件下，如果地表物质疏松，植被稀疏、降水量多且强度大，面流的侵蚀就强

烈。特别是在西北黄土高原，斜坡由疏松、干燥的黄土组成，植被稀疏、雨季集中、降雨强度大，面流的洗刷作用十分强烈，造成沟壑纵横的地形。地形坡度的陡缓直接影响到面流的速度，坡度变陡流速加快，洗刷作用加强；但是如果坡度过陡，受水面积减小，使水量减少，反而使洗刷作用减弱。据实地观察，当坡度达到 40°左右，面流的洗刷作用最为强烈。

面流的洗刷作用：面流对斜坡的均匀破坏作用称为洗刷作用。它受坡度、水流速度和水量的制约。当雨量大时洗刷作用强度就大，坡度陡、水流速度大洗刷作用强度也大，反之强度就小。

通常在斜坡顶部，坡度较小，水流速度小，汇集的水量也小，洗刷作用的强度也小。因而，在坡顶，只有被雨水冲击而溅起或分离的细小砂泥在水流中呈悬浮状态，缓慢地沿斜坡向下运动。

斜坡中上部，坡度逐渐变陡，汇集的水量逐渐增加，流速加快，面流的洗刷强度逐渐加大，可以洗刷斜坡上大量风化的松散物质，将斜坡切割成深浅不等的沟槽，甚至使基岩裸露。面流从斜坡上部洗刷下来的碎屑物在斜坡下部和坡麓堆积 (图 8—5) 。

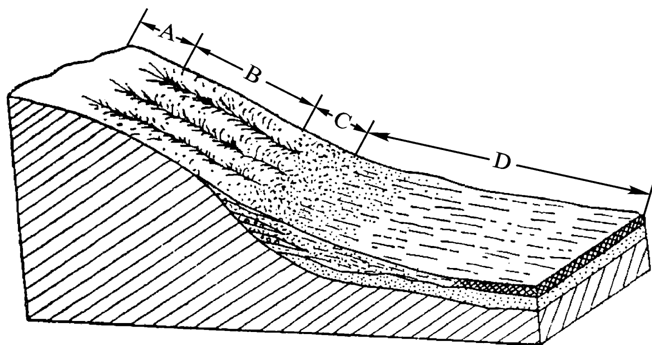



图 8—5　斜坡上的冲刷作用强度带

(据 E. B. 桑采尔改编)

A. 弱冲刷带；B. 强冲刷带；C、D. 堆积带

面流对斜坡的改造作用：随着面流洗刷作用的反复进行，斜坡上部不断遭受破坏而削低，下部和坡麓不断堆积而加高，从而使斜坡地形趋于平缓。当面流的活力因斜坡变平而降低，最后其活力与负载达到平衡，面流的侵蚀作用和堆积作用终止。

面流的堆积作用和堆积物：斜坡下部和坡脚，坡度逐渐变缓，面流的强度和活力逐渐降低，而负载却逐渐增加，最后，面流的负载超过其活力，洗刷作用消失，面流携带的大量碎屑物质在斜坡下部和坡脚下堆积。面流携带的碎屑物质在斜坡下部平缓部位和坡麓堆积的沉积物称为坡积物。坡积物沿坡麓分布

如裙状，故将这种坡积物组成的地貌称为坡积裙。

坡积物的特征：坡积物的岩石成分与组成斜坡的基岩成分一致。其大小粒径取决于基岩特征、坡度和面流的流速流量，通常为细砂、粉沙和黏土。当坡度陡、流速流量大、基岩节理发育或易破碎时可以夹杂石块。坡积物通常未经长距离搬运，因此其磨圆度、分选性差。斜坡下部和坡麓的堆积作用是间歇性的，每次雨量、流速都不一致，因此堆积物搬运的距离及其的粒度、厚度都不一致，往往呈透镜状，似层状。坡积物的粒度顺坡向外有由粗变细的趋势。

## 三、洪流的地质作用

面流在斜坡的洼处汇集成侵蚀能力更强的水流，冲刷斜坡洼地，使之形成沟槽，这种沟槽中的线状水流称为洪流。洪流夹杂着砂泥、石块冲向沟口，具有更强的冲蚀力。

洪流的冲蚀作用和冲沟的形成：当面流在斜坡的洼处汇集成股流动时，其侵蚀能力大大提高，形成细沟。细沟的出现汇集的水流越来越多，使侵蚀作用更为强烈，水流集中冲击沟底，细沟越来越深，并出现陡坎。洪流的侵蚀是一种线状侵蚀，表现为下蚀（下切），旁蚀（侧蚀）与溯源（向源）侵蚀三种。下蚀是指流水及其挟带的砂砾等对谷底的侵蚀，其结果使谷底加深。旁蚀是对谷地两侧的侵蚀，沟壁也可以发生崩塌，其结果都是使谷坡后退，谷地展宽。溯源侵蚀系指向源头的侵蚀，其结果使谷地向上伸长。下蚀，旁蚀与溯源侵蚀是相互联系、同时进行的。随着这种作用的进行，聚集的雨水越来越多，侵蚀作用也越来越强，最后沟谷具有明显的沟缘，形态呈勺状，这种沟谷称为冲沟。冲沟形成后，上述三种冲蚀作用依然继续进行。冲沟向源头的侵蚀常常出现较大的落差，即顶部跌水。这时整个冲沟的横剖面呈 V 字形，纵剖面很陡，沟底不平坦，出口呈悬挂状，下蚀作用依然十分强烈。若下切到含水层，沟内由地下水补给，则可形成河流。随着下蚀作用的进行，冲沟纵剖面逐渐变得平缓，其横剖面从呈 V 字形渐变为 U 字形。随着冲沟逐渐变缓变宽，洪流的垂向侵蚀减弱，其顶部峭壁变缓，两侧岸壁塌落，最后达到稳定的自然坡度角（边坡稳定角），侵蚀作用停止，成为死冲沟。

洪流的沉积作用：洪流在沟谷中一般不发生沉积作用，只有从两侧岸壁塌落的巨大石块，洪流不能带动，才有可能留置在沟谷内。其余侵蚀的碎屑物质在洪流的携带下被带出山口。雨季当沟谷水流携带大量碎屑物质冲出山口时，流速骤然降低，大量碎屑物堆积下来，形成洪积物。洪积物构成的地貌叫冲出锥（图 8－6），亦称洪积扇。冲出锥是由间歇性洪流携带的物质不断地堆积而成的。其特点是分选较差，磨圆度不好，有不规则的层理。冲出锥在干旱或半干旱地区分布很广，其它地区也有发育。

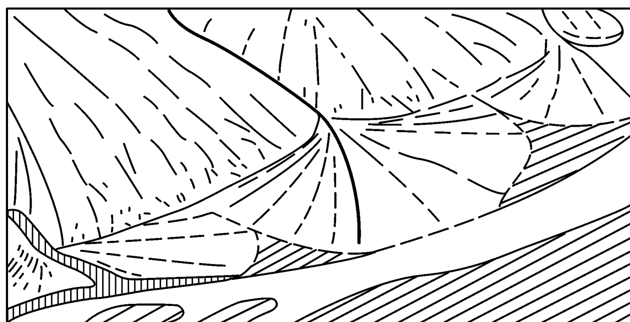


图8—6 冲出锥

冲出锥自山口向外呈同心圆带状分布，可有一定程度的分选和磨圆，按其特征可以分为三个带：

冲出锥上带　洪流沿地表呈散流状放射形散发，主要沉积大漂砾、砾石、砂砾和粗砂。从山口向外粒度逐渐变小，磨圆度逐渐变好。

冲出锥中带　由于洪流随雨量大小周期性变化，因而冲出锥在这一带上下往复移动，沉积物由砂砾、泥组成，垂向上粗细相间。当洪流漫过沟槽时，冲出锥表面常被洪泛作用带来的亚砂质和亚黏土质沉积物覆盖。

冲出锥边缘带　主要由洪泛作用的沉积物——亚黏土质、亚砂土组成。在洼地还可形成暂时的小湖泊和沼泽（盐沼）。

影响洪流地质作用的因素：影响洪流地质作用的因素很多，如气候、地形、植被、岩石、地质构造、人类的经济活动等。气候干旱雨量集中、植被稀薄或岩土裸露、地形陡峭、节理发育、岩石破碎、大量砍伐树木等等，都将加强洪流的侵蚀作用和冲沟的发育程度。在新构造运动强烈抬升的地区，对冲沟的发育具有决定性的影响。

## 第三节 河流的侵蚀作用

### 一、河流概述

#### (一) 河流、水系和流域的概念

由降水或由地下涌出地表的水，汇集在地面低洼处，在重力作用下经常地或周期地沿流水本身造成的沟谷流动，这就是河流。河流沿途接纳很多支流，并形成复杂的干支流网络系统，这就是水系。一些河流以海洋为最后的归宿，另一些河流注入内陆湖泊或沼泽，或因渗漏、蒸发而消失于荒漠中，于是分别

形成外流河和内陆河。

每一条河流和每一个水系都从一定的陆地面积上获得补给，这部分陆地面积便是河流和水系的流域。实际上，它也就是河流和水系在地面的集水区。由两个相邻集水区之间的最高点连接成的不规则曲线，即为两条河流或两个水系的分水岭。对于任何河流或水系来说，分水岭之内的范围，就是它的流域。

(二) 河谷要素

被河水开凿和改造的线状谷地称为河谷。河谷两侧的斜坡称谷坡。由谷坡所限定的平坦部分称谷底。谷坡、谷底、及河床统称为河谷要素 (图8-7)。河谷形态受河流流经地段岩性、地形坡度、地质构造及地壳运动等因素的影响，往往可以反映河流发展阶段。

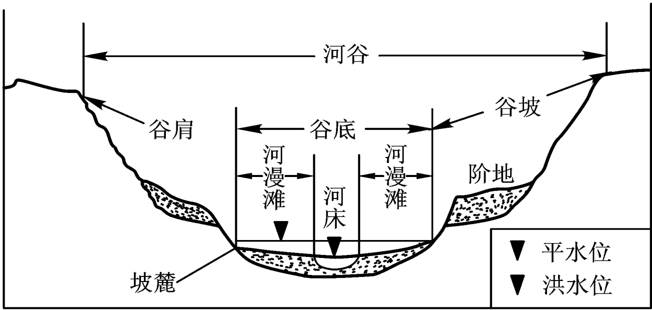



图8-7 河谷要素

(三) 水系的组成与河流分段

一条大的河流可以由无数细小的支流汇集而成。河流水系就是指主流与注入它的所有支流共同组成的水文网。一个水系通常由三部分组成 (图8-8)：位于上游的支流汇集区；位于中下游的干流区；位于水系末端的河口区。

1. 支流汇集区及上游河段

位于河流水系的上游包括河源，多为山区，由许多大大小小的支流组成。这里地形陡峭，坡度大。水流湍急，多见险滩与峡谷、瀑布等，如长江上游(宜昌以上河段)，闻名于世的三峡即在于此处。这一上游河流汇集区，水流具有极大的位能，以垂直向下侵蚀作用为主。河谷形态多呈“V”字型。

2. 干流区

位于河流中下游，地形上多为丘陵与平原，如长江宜昌以下直至江苏镇江。

中游河段一般多为丘陵地区，由于支流不断注入，水量丰富，但河床纵坡平缓、流速缓慢，水流平稳。河流的侧向侵蚀作用 (侧蚀作用) 显著，主要表现为不对称地展宽河谷。这是因为在水流的惯性作用下，凹岸侵蚀更为强烈，

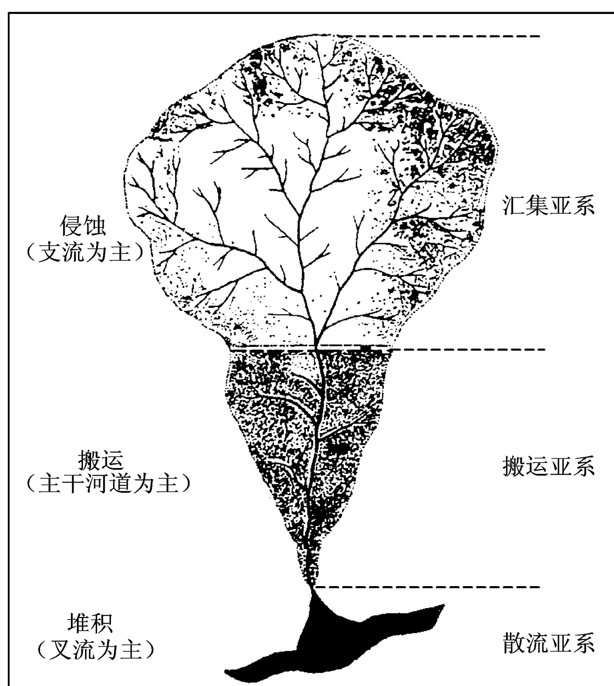



图 8—8　水系构成理想图式

凸岸则冲积作用明显，故使河谷凹岸陡峭，凸岸缓倾斜，形成不对称宽 V 字形（图 8—9）。同时，中游河谷中，常常有大量河流沉积物，谷底可以形成各种堆积地形。随着河道不断展宽，最终河谷断面形态为 U 字形。



图 8—9　金沙江上游的 V 形谷

下游河段多为平原区，这里地形平坦，由于多数支流在干流区以上已经汇集于主河道，因此这里流量大、河道平缓宽阔，流速缓慢平稳。河流以侧向侵蚀作用和沉积作用为主。河谷断面形态为箱形或具有宽阔的冲积平原。河流多

呈蛇曲状，以侧向侵蚀和堆积作用为主。

3. 河口区

河口区位于河流的末端，是河流注入湖泊或海洋的地段。河口区大多发育三角洲，地势开阔平缓，由于两种水体——河流与盆地水（波浪、潮汐、海流）共同作用，这里水动力状态复杂，多形成河网。并且由于突然开阔，使水流流速骤减，水流分散，河流以沉积作用为主。河口区是河流与盆地水共同作用的地区，当河流水动力能量大于海盆水或相差不大时，形成三角洲，如我国长江三角洲。当海水潮汐能量远远大于河流水动力时，碎屑物被潮流再搬运和分散时，河口区可以形成深水港湾，称为河口湾，如钱塘江口的杭州湾。

对注入干旱气候区沙漠中的内陆河流来说则因水流逐渐消失在沙漠中，形成一种特殊的河口区特点。

（四）水系形式

水系形式是一定的岩层构造，沉积物性质和新构造应力场的反映。据此，水系形式通常分为树枝状、格状和长方形三类。树枝状水系一般发育在抗侵蚀能力比较一致的沉积岩或变质岩区；格状水系经常出现在岩层软硬相间，地下水源比较丰富的平行褶皱构造区；长方形水系则往往和巨大的断裂构造相联系。

水系形式也可按干支流相互配置的关系或它们构成的几何形态来划分。如众多支流集中汇入干流，称扇状水系；支流比较均匀地分布于干流两侧，交错汇入干流，叫羽状水系；一侧支流很少，而另一侧支流众多，称梳状水系；支流与干流平行，至河口附近才汇合，称平行水系，等等。有时，还可根据水系流向的相互关系划分水系类型，如向心水系、辐散状水系等。

## 二、河流的垂直侵蚀作用（下蚀作用）

只要河床具有一定坡度，水在重力作用下，便沿河床流动，并产生一定的动能——活力，河流的活力与水量和流速的平方成正比。河流的流速不但受河床坡度和水量的影响，而且受河谷宽窄变化的影响。同样水量的河流，当进入狭窄河段时，流速增加，从而提高河流的活力；而进入宽阔河段时，则水流分散，流速减低，削弱河流的活力。由于重力作用，河水及其携带的碎屑物质不停地从高处向低处运动，并对河底产生破坏从而降低河床，加深河谷。河流在水流作用下垂直向下切割岩石，使河道不断加深的过程称为河流的垂直侵蚀作用，也称下蚀作用。

一条河流流经各种不同的地段，岩性软硬有所差别，当河流从坚硬稳固的岩石流过松软岩石时，容易形成跌水的陡坎，水流具有一定落差，称为瀑布

（图 8—10）。随着具有巨大能量的水流冲击陡坎下的谷底，形成复杂的回转涡流，使谷底逐渐加深并且不断掏挖陡坎，形成凹槽。随着凹槽不断扩大，最终使陡坎顶部塌落，瀑布后退。如我国的贵州黄果树瀑布、壶口瀑布都有后退的过程。图 8—11 示美国和加拿大边境的尼亚加拉大瀑布从形成至今的 200 年间后退了约 12 千米。以垂向侵蚀作用为主的河谷横剖面呈 V 形（图 8—9），河道平面形态较平直。



图 8—10　黄果树瀑布

河流的侵蚀基准面：河流的下蚀作用不是无止境的，它受一个高程基准面的控制，当河流下切使河床降低到这一基准面时，河流就失去继续下切的能力，河底不再降低。我们把这一基准面称为侵蚀基准面。一条河流从源头流入海洋，海平面即为其垂直侵蚀作用发育的最低基准面，称为终极侵蚀基准面或总侵蚀基准面。一条河流还具有许多区域性的基准面，如在其流程中遇到河谷纵剖面平缓地段，湖泊、水体则会形成区域性基准面，影响它以上河段的演化。当支流注入主流时，主流河面便是支流的侵蚀基准面。

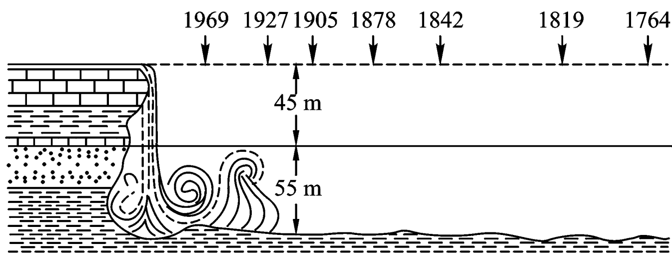



图 8—11　尼亚加拉瀑布不断后退示意图

河流的平衡剖面：当河流的侵蚀基准面位置稳定不变时，河流垂直侵蚀作用以向源侵蚀作用的方式长期进行，使河床纵坡降逐渐减小，因而河流活力也逐渐减弱，最后，当河流垂直侵蚀作用进行到某一阶段后，河流的活力仅能克服负载，河流既不发生侵蚀作用，也不发生堆积作用，整条河流从源头到河口，水流只在惯性力推动下，把源头携带的物质搬运到河口，河流地质作用达到了动态平衡，这时河流的纵剖面称为河流的平衡剖面。理想状态下，河流平

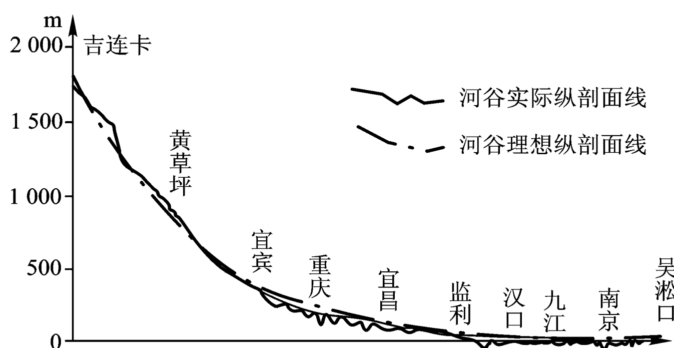


图8－12　长江的河谷纵剖面（据长江委员会简化）

衡剖面的形态是一条下凹形的圆滑曲线，其上部陡，下部平缓，并趋向于河流的侵蚀基准面。例如长江中下游河床纵剖面形态从总体上看就是一条下凹曲线（图8－12），但是，自然界绝大多数河流都不可能具备使河流纵削面演化到达平衡的全部条件。河流流经地区岩性软硬的变化，会造成河流纵剖面发生显著变化。当河流流经软岩层地段时，河床极易被侵蚀，使床底迅速降低，形成平缓河段。而在河流流经坚硬岩层地段时，则河床抗侵蚀能力强，使之形成陡坡河段。在陡坡河段，因坡陡，流速大，水流湍急，形成波涛翻滚的险急河段，称为急流。急流河段河流垂直下切作用强烈，使陡坡逐渐被削平变缓，最终急流会消失掉。著名的长江三峡中的西陵峡，以滩多流急著称（图8－13），就是长江流经石灰岩、花岗岩等岩性坚硬地段造成的，江内礁石很多，江水常形成漩涡，水流湍急，形成险急的急流河段。世界上重要大河的纵剖面形态，多半是由许多台阶组成的阶梯状地形，这些阶梯除了河流的不同河段具有不同岩性和不同构造的原因以外，还与流域内构造运动的性质不同有关。我国黄河干流，从河源至入海口，由四个大台阶组成，依次是：河源地带是第一个大台阶，鄂陵湖以上青海高原为第一个大平台，这一区域处于构造运动上升状态；鄂陵湖至青铜峡是第一个大陡坎，以峡谷、盆地相间分布为特征，青铜峡至内蒙的河口镇，黄河流往鄂尔多斯盆地和内蒙古高原，地势平坦，发育叉型河道和蜿蜒性河道，为第二个大平台；从河口镇到龙门，是第二个大陡坎，河床海拔从900 m降至600 m，著名的壶口瀑布（图8－14）就是此大陡坎中的一个小陡坎；由龙门至陕县，黄河流经汾渭平原，发育典型的游荡型河道，为第三个大平台；从陕县至孟津，河道经过山地，河谷由大小峡谷组成，形成第三个大陡坎，从孟津开始，进入华北平原，直至渤海入海，构造运动以缓慢下沉状态为主，属于第四个平台。黄河纵剖面这样巨大的阶梯状态，是整个黄河流域岩性、地质构造及构造运动状况等因素与黄河的长期作用的结果。



图 8－13　长江西陵峡的急流深谷



图 8－14　黄河壶口瀑布

## 三、河流的向源侵蚀作用

河流的向源侵蚀作用，使河谷不断向源头发展，加长河谷，直到分水岭（图 8－15）。若分水岭一侧水系的侵蚀基准面较另一侧水系低，或坡度较另一侧缓，或流域内岩性较另一侧易于侵蚀时，则其向源侵蚀速度必然较另一侧大，因而可以抢先到达分水岭，进而在风化，片流洗刷等外力作用的共同破坏下，切割分水岭，迫使分水岭向另一侧移动。最后，侵蚀能力较强的水系，可以把另一侧侵蚀能力较弱的水系的上游支流劫夺过来，这种现象叫做河流袭夺（图 8－16）。当发生河流袭夺现象时被夺河流的上游或支流会流进入另一个水系，因而被夺河流会水量大减，甚至出现干谷河段。在河流袭夺处，常常出现河流流向急转弯，称为夺河弯。我国河流袭夺的实例很多，如四川西部的大渡河，原南流由安宁河注入金沙江，现改向东流，注入岷江，现在大渡河与安宁河之间的分水岭叫菩萨岗，其上有明显的宽广老谷（风口），老谷内尚有古河

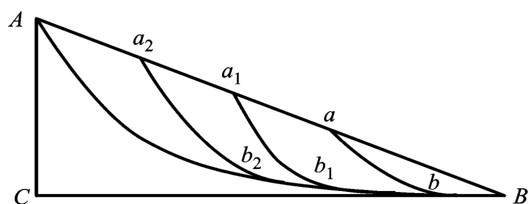



图 8－15　河流向源侵蚀示意图

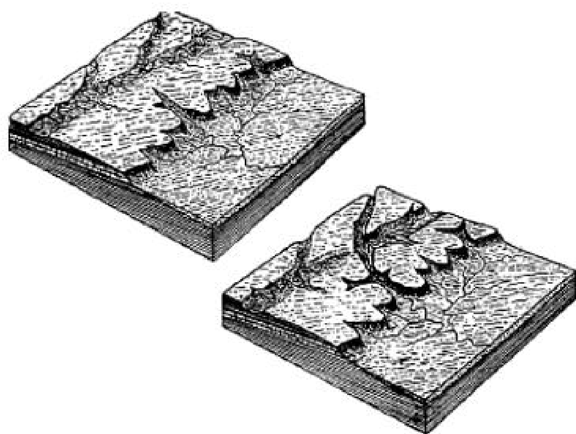


图 8—16　河流袭夺示意图

流沉积的砾石层。

使分水岭发生移动的原因很多，其中最主要的是侵蚀基面的高低及其所处的位置。分水岭一侧距侵蚀基面较近，且基面的位置较低，则该侧的下蚀速度和溯源侵蚀较快，使分水岭向另一侧移动。此外，分水岭地区的地质、地貌情况也对分水岭的移动有一定的影响。如在年青褶皱山的褶皱两翼不对称；有些次成山岭中顺岩层倾向的山坡与反岩层倾向的山坡的不对称。这些分水岭两坡的不对称，常引起较陡的一坡向另一坡移动。岩性较软弱以及节理、断裂较发育的山坡，被侵蚀破坏快，分水岭易向另一侧移动。

在溯源侵蚀的情况下，河源逐渐向分水岭伸展，并切穿分水岭，导致河流的袭夺。河流袭夺以后，形成袭夺河与被夺河。被夺河的下游，因上游改道，源头截断，称为断头河。在这些河流上可产生一系列地貌特征。

⑴　袭夺河：在发生袭夺的地方，河道突然转弯处称为袭夺弯。由于袭夺河位置较低，在袭夺点上下段，河床高差较大，常形成裂点、急流。袭夺河因水量增大，下蚀作用加强，多形成阶地或谷中谷。

⑵　被夺河：由于袭夺弯附近产生裂点，裂点逐步上移，使被夺河上亦产生阶地或谷中谷。被夺河与断头河之间，原为过去被夺河的河谷部分，河流劫夺后，这里就成为分水地带，称为风口，风口以下即为断头河。

## 四、河流侧向侵蚀作用

当河流进入弯道时，河水主流线（流速最大点的连线）因惯性而逐渐向凹岸偏移，至河弯顶部（图 8—17），主流线已紧靠凹岸（即河流的最深谷底线和最大流速处）。此外，弯道河水的主流线位置还与河水水位变化有关：在平水期低水位时，主流线紧靠凹岸，在洪水期高水位时，主流线会略向河中心移

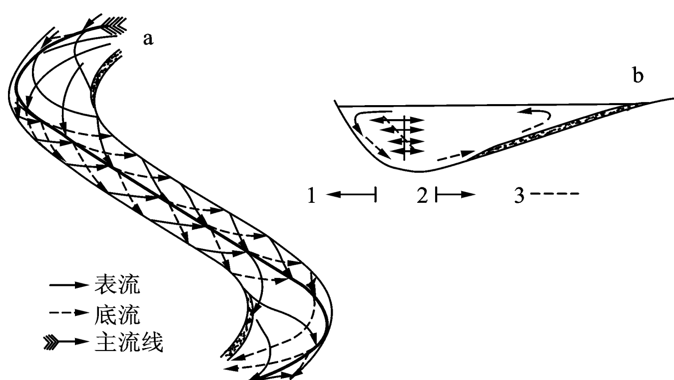



图 8－17　环流

a 平面图；b 横剖面图；1 惯性离心力引起的横向力分布；
2 水面横比降引起的横向力分布；3 二者相结合的结果

动。水流在弯曲河段的顶冲位置也同流量变化存在密切关系。一般低水位时，弯道顶冲位置在上方，主要发生在弯顶附近或弯顶稍下位置；而在高水位时，弯道顶冲位置下移，顶冲发生在弯顶以下。弯道离心环流的环绕轴与水流方向一致，因而弯道中必然存在一个相对于纵向水流的横向分速。这个水流横向分速的大小，代表了离心环流的横向作用速度。

受离心环流横向作用冲刷，弯曲河段的凹岸不断崩塌、后退。一般河弯的凹岸在平水期，深槽紧靠凹岸，由横向环流和水流纵比降的原因，使靠近凹岸河床冲刷强烈，水流不断掏空凹岸的岸脚，使河岸失去平衡，发生崩塌。在洪水期，凹岸附近深槽河床产生回流，发生淤积，会暂时使凹岸岸脚受到保护，但洪峰一过，主流线又逼近凹岸，使洪水淤积的岸脚泥沙遭受冲刷，河岸重新处于不稳定状态，因而发生强烈的崩塌，这就是凹岸崩塌主要发生在汛期过后（即落水时期）的原因。在凹岸不断崩塌、后退的同时，水流从上游搬运来的泥沙和凹岸崩塌垮落的碎屑物，被带到凸岸（因水面纵比降小、流速小）进行沉积，结果凸岸不断向前伸长，使弯曲河段的曲率半径不断减小，而弯道离心力作用却因此而不断增加，使河弯更加弯曲。这种连续弯曲的河谷称作河曲。

在曲流河段，任何一岸，其凹岸和凸岸都是交替相间出现的。凹岸发生崩塌、后退等现象最强烈的地方在弯顶及弯顶的下方，与之相对应，凸岸堆积前伸的速度以河弯一方为最大。这样，就在凹岸后退、凸岸前伸的同时，河曲不断向下游蠕移，使河曲中的每一处突出的河嘴，不断被削齐，结果，河谷越来越宽，河床在宽阔的谷底上迂回曲折地摆动，水流一般已经达不到河谷谷坡，河床形态变得极度弯曲，犹如长蛇在宽阔谷底爬行一般，这种极度弯曲的河床称蛇曲（图 8－18）。

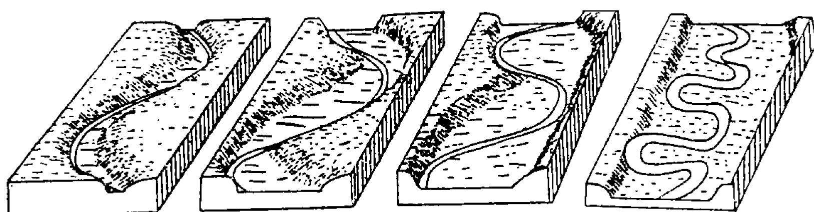


图 8－18　侧方侵蚀作用使河谷加宽和形成河曲、蛇曲的过程

（据 C. R. Longwell，稍有补充）

蛇曲河的出现，代表着河流侧向侵蚀作用已到达晚期，河床只占据谷底一小部分，河流的长度却不断增长，河床的纵比降减小，使河流活力大大减弱。但由于组成蛇曲河岸的岩石一般是河流新近时期堆积的松散砂粒，因而尽管河流侧向侵蚀能力微弱，河岸也极易被侵蚀破坏。在极为弯曲蜿蜒的河段，凹岸曲顶及其下方会迅速崩塌后退，使河弯的弯曲度更大，相邻河弯会愈加靠近，结果，上一个河弯的下游部分与下河弯的上游部分非常逼近，形成狭窄的曲颈，洪水期，由于洪水突然暴发，不断冲击曲流颈，当水流冲溃曲流颈，切过曲岸边滩，便会撇下河弯而径直流入下一河弯，这种现象叫河流的裁弯取直。撇下的河弯形成相对平衡的水域，新河道带来的悬浮质将原来河弯两端不断壅塞，使河谷中出现形如牛轭的湖泊，叫牛轭湖（图 8－19a）。

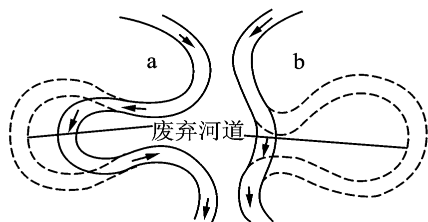



图 8－19　河道迁移的方式（Allen，1965c）

a. 河槽裁弯取直；b. 颈部裁弯取直

在曲流沙坝上，由一系列的曲流环组成，两个曲流环之间有一个洼槽，这个洼槽称为流槽。在洪水期水流通过侵蚀使流槽不断加深加宽。当注入流槽中的流量超过原主河道时，主河道的活性逐渐削弱并被黏土壅塞。流槽成为新的主河道，原主河道变为牛轭湖（图 8－19b）。

## 第四节　河流的搬运作用

河流搬运物质的方式可分为机械搬运和化学搬运两类。河流对碎屑物质的机械搬运能力和方式主要和流速及碎屑颗粒的大小、形状、相对密度等有关。在同样的流速条件下，不同颗粒、比重和形状的颗粒，可以不同的方式进行搬运。河流对可溶性物质的化学搬运，则与流速无关，而和区域气候条件及可溶性物质的溶解度和在河水中的存在状态等有关。

## 一、机械搬运作用

### ㈠ 对碎屑颗粒的搬运

推移式：流水对碎屑物产生推力并使其沿床底滑动或滚动称推移。只有当水流对颗粒的推力大于颗粒的重力在水流方向的分力，碎屑颗粒才会在河底发生移动。粗碎屑在水流中的搬运多呈推移式。

跃移式：河流中的碎屑颗粒，受紊动涡流和不同深度水层流速差所产生的上举力的作用。当这种上举力超过碎屑颗粒重力时，碎屑颗粒便离开床底，跃入水中。当这种上举力小于碎屑颗粒的重力时，则碎屑颗粒重新沉落到床底。由于床底的粗糙不平和水流速的脉动性，水流的上举力经常变化不定，致使一些碎屑颗粒时起时落，呈跳跃式移动，这种跳跃式移动的碎屑物质，沉积学上称为跃移质。

悬移式：当碎屑颗粒重力小于水流产生的上举力时，颗粒便可在河水中呈悬浮状态。实验证明：当颗粒的沉降速度小于水流的平均流速 8 倍时，颗粒就可以在流水中呈自由悬浮态。也就是说，水流平均速度必须大于颗粒沉降速度 12 倍以上，颗粒才能保持悬浮状态。因此，决定碎屑颗粒是否呈悬浮状态的主要因素是颗粒大小，形状、比重和水流速度。水流中的悬移质多属细碎屑（粉沙和泥）。

在河道中水流搬运的碎屑物质通常只有跃移质和悬移质，而缺少推移质。如果有推移质也只出现在最深谷底处。

### ㈡ 机械搬运中的磨圆作用和分异作用

由牵引流沉积作用形成的碎屑物质，在粒度和比重上服从机械分异作用的规律。机械分异作用是指碎屑物质在搬运和沉积过程中，当牵引流的流动速度和运载能力沿着一定方向发生有规律变化时，碎屑颗粒相应地按颗粒大小、形状、相对密度和矿物成分发生分异并依次沉积。在自然界这种例子是十分常见的。沿着一条河流，我们可以看到在上游沉积有砾石、砂砾，到中下游主要是中—细砂，到河口是细砂和粉砂。从河床向河岸两侧也可以看到这样的现象，河床中是中细粒的砂，近岸处是粉砂，越过堤岸到远离河床的低地从粉砂过渡到河泥。

离开河道到河口的三角洲前缘也有类似的分布，靠近河口处是细砂或中粒砂，随着距离河口向愈远的浅海处从粉砂到泥有规律的分布。这些都是按照颗粒大小顺序分布的。

有时候我们可以看到，淘金者在河流上游的砂砾堆积的河滩或阶地上，淘出了很细小的金沙，金沙是与颗粒大的砾石，粗砂混在一起的，这是因为金的比重远比岩石碎屑的比重为大的缘故，因此它们在上游先期沉积下来。

由于机械分异作用的结果，一些金属砂矿，如金、铂、锡石、黑钨矿、金刚石、刚玉富集在一些砂砾（岩）层中，成为重要的矿产资源。

在流水的搬运过程中，颗粒由于碰撞、研磨，因此粒度在持续变小，形态也会发生变化。并且搬运距离愈远，颗粒会变得愈圆、愈小。

颗粒的球度和磨圆度是指示颗粒在搬运过程中变化的特征——接近球形和磨蚀棱角的程度。通常，随搬运距离愈远，颗粒的球度和磨圆度愈高。当然也有例外情形，如搬运过程中颗粒破裂了。除此之外，球度与圆度还与矿物成分有关。硬度大的难于磨圆，硬度小的矿物易于磨圆，等轴晶系矿物容易呈球形，而二轴晶系矿物（长条形、片形）则难于磨成球形，圆度与颗粒大小也有关，粗大的砾石搬运不远距离即可磨圆，而细小的砂粒磨圆的距离要远得多。

## 二、化学搬运作用

矿物和岩石经过化学风化作用，一些元素和化合物首先迁移出来，并以离子形式溶于流水及地下水中，汇聚到河水中，呈真溶液状态被搬运。这些元素和化合物主要是氯、硫、钠、镁、钾等化学风化过程中第Ⅰ、Ⅱ迁移序列的元素和化合物。另一些元素和化合物，在条件合适时，可呈胶体溶液状态，被河水搬运，这主要是难溶的铝、铁、锰、硅、磷等金属氧化物和氢氧化物。

### （一）真溶液形式的搬运

可溶性物质能否呈真溶液状态在水中进行搬运，与它的溶解度有关，而物质的溶解度大小取决于它的溶度积。当水中某物质的离子乘积小于它的溶度积时，则这种物质就不发生沉淀，而以离子状态存在并在水中进行搬运。当温度一定时，某一特定可溶物质（化合物）的溶度积是一常数，当溶液中某物质的离子乘积达到该物质（化合物）的溶度积值时，这种物质就开始从溶液中析出，从而发生沉淀。但是，可溶性物质能否被水溶解或发生沉淀，除物质本身的溶度积大小以外，流水的物理化学条件（如流水的温度、压力，*E*h值和pH值以及 $CO_2$ 的含量等因素）也对物质的溶解度产生影响。pH值对大部分溶解物质产生影响，但对易溶盐类影响不大，*E*h值则对变价元素的沉淀和溶解影响较大。$CO_2$ 在水中的含量和压力则对碳酸盐的溶解起作用。

### （二）胶体搬运

由于胶体质点或称胶粒是介于粗分散系（砂、粉砂、部分泥质质点）和真溶液（离子）之间的细分散系（颗粒大小在1～100 nm间），其粒径极小，在流水中受重力作用甚微，可作长距离、长时间搬运。胶体质点都带电荷，如Al、Cr、Ti、Er、Ca等氢氧化物带正电荷，Pb、Cu、Cd、As的硫化物 $SiO_2$、$MnO_2$、S、黏土质、腐殖质等带负电荷。在淡水中负胶体比正胶体搬运要远

些，但某些正胶体（如氢氧化铁）在腐殖酸的保护下也可以搬运得很远。

## 第五节 河流的沉积作用

河流不仅是侵蚀陆地表面并将侵蚀下来的物质搬运到沉积盆地的主要地质营力，而且也是陆地上最重要的沉积营力之一。河流的沉积物称为冲积物。与其它外营力相比，冲积物的特征是分选性、磨圆度好，成分较单一。根据河流的沉积记录来研究大陆的演变历史有着重要的意义。

河流发展的不同阶段或河流的不同河段的沉积作用特点和沉积物特征是有差别的，甚至不同的河道形态也有影响。一般来说河流上游及河源地带，侵蚀作用强烈，是支流及其碎屑物质的汇集地带，沉积作用不强，上游河道较平直，河谷陡峻，河谷里只有粗大的砂砾的暂时堆积。当河流流出山地，有较多沉积物堆积，形成冲出锥或冲积扇。河流的中下游河段，河道平缓，弯曲度较大，是河流主要沉积场所之一、最常见的沉积地形是河漫滩与心滩。在弯曲河段，由于横向离心环流的作用，凸岸堆积形成曲流沙坝，具有水平层理和斜层理。因长期遭受侧向侵蚀作用的影响，河谷显著展宽，在宽平的河床里，河道时分时合，可形成辫状河道。因而河流的冲积作用和形成的冲积地形复杂多样。洪水期，洪水越过曲流沙坝在其顶部沉积细碎屑物质，形成河漫滩，甚至形成广阔的泛滥平原等等。在辫状河道内，河道频繁分叉，河谷中心滩、沙洲等不断出现。在河口地区，则因河道平缓、地形开阔、水流分散、流速大减，冲积作用极其发育，形成向海展开的三角洲沉积。

### 一、河漫滩及其冲积物特征

弯曲河道凹岸崩塌下来的碎屑物滚落在河道底部。较粗的碎屑（砾石、泥砾、结核、植物干茎等）滞留在河道底部。而细碎屑物质被螺旋状环流带向下游凸岸的曲流沙坝堆积下来。曲流沙坝这种垂直河流流向的堆积方式被称为侧向加积。这样作用使凹岸不断遭受侵蚀而后退；而凸岸发生堆积，不断前伸，从而发生垂直河流方向的侧向迁移，并不断拓宽河谷。

曲流河道凸岸河床堆积物所构成的地形叫曲流沙坝，曲流沙坝由许多曲流环构成，其高度与河流平水期水位大体相当。有些河流一年到头可能都不发生沉积，只有在洪水期才发生沉积，一个曲流环就代表一次洪水沉积作用的结果，其厚度就代表河道的深度。曲流沙坝由具有槽状交错层理中细粒砂构成（图8－20）。随着河道的侧向移动，曲流沙坝不断扩大，进而逐渐露出水面。洪水期，水量剧增，原来的河槽无法容纳过量的洪水，于是，洪水漫出河槽，

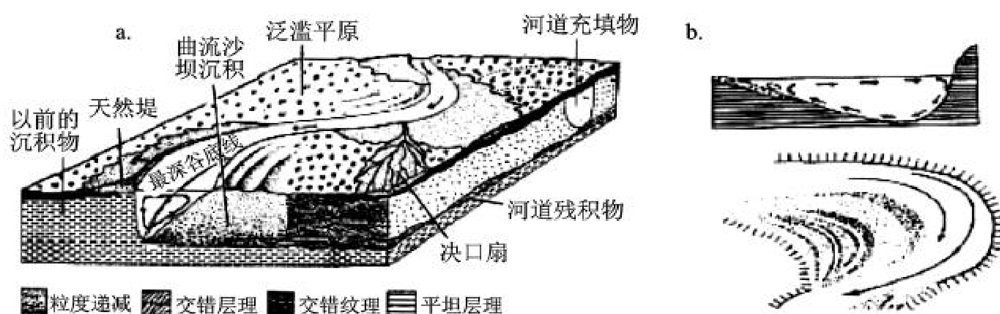



图 8－20　a. 蛇曲河的经典曲流沙坝模式；b. 曲流沙坝的侧向加积
(Allen，1964，1970b)

越过曲流沙坝顶部淹没了整个宽阔的河谷谷底。由于水面突然加宽、变浅，使水流分散，流速大减，于是河流携带的大量碎屑物中较粗的颗粒首先在近河床两侧的边缘堆积下来，形成大致平行河床的垄岗地形，称为天然堤。天然堤的最大高度不超过洪水期的水位高度。在广阔的浅滩上，混浊的河水中，大量的细粒物质，经过长时间悬浮，由于水层薄、流速小，而慢慢沉积下来，形成水平的薄层理或小波痕交错层理的沉积物，覆盖在原来河道沉积物之上，所构成的堆积地形叫河漫滩。河漫滩由悬移质沉降下来的方式称为垂向加积。

河漫滩沉积剖面具有二元结构，通常其下部是由侧向加积的沙粒或砾石等粗碎屑组成的曲流沙坝和河道底部滞留沉积。上部是洪水越岸作用垂向加积形成的河漫滩沉积物，一般由粉砂、黏土沉积物组成 (8－21)。

当特大洪水到来时，洪水可能冲决天然堤，在近岸的泛滥平原上沉积扇形堆积体——决口扇。如 1998 年 7—8 月长江洪水在湖北省嘉鱼县簺洲湾冲溃长江大堤，曾形成一大型决口扇。

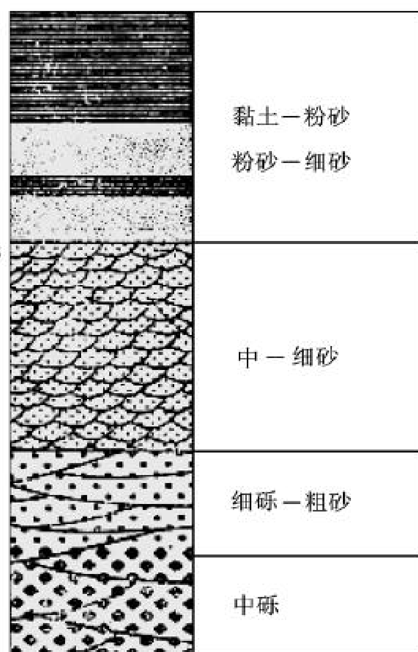



图 8－21　河漫滩沉积剖面的二元结构
A. 河流越岸作用悬遗质以垂向加积形成的具小波痕交错层理、水平纹理的粉砂和泥构成河流层序的上部；B. 河道以侧向加积形成的较粗碎屑的沉积

## 二、心滩及其冲积物特征

心滩的形成与复式环流作用有关。由于河床横剖面形态多不规则，水流往往被河床地貌分离成两股或数股主流线，水流呈对称双向环流（图8－22a）。在河底受两股相向的底流作用的地段，被流水推移的泥沙就在那里堆积下来，逐渐形成心滩（图8－22b）。一般低水位时，心滩多露出水面，河道被分成若干分流，而当高水位时，心滩被淹没。心滩下部常常为河床冲积物，由叠瓦状排列的砾石或颗粒粗大碎屑组成，由于河道在心滩上游端分叉，在下游端又重新汇合，因此河床心滩上游端多遭受侵蚀，而两侧和下游则不断堆积增长。因此心滩上保留下来的沉积物常是水流难于带走的粗粒滞留沉积物，心滩顶部则是洪水期的细粒堆积物，并且常常为植被固定而保护下来。因此在辫状河道中，由于河道宽，水流和心滩的侧向移动迅速。一次洪水可能把原来的心滩冲刷完使原来心滩的位置变为河道。这在山区河流和河流上游的辫状河道中最常见。河流不断改道，心滩迅速迁移。

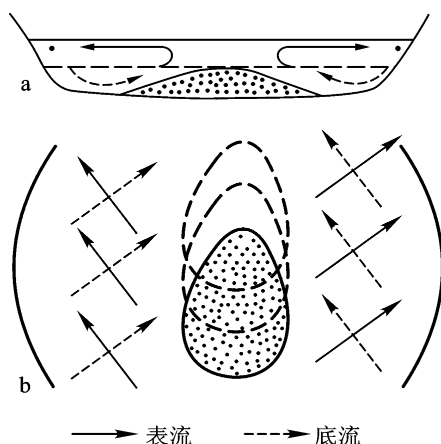



图8－22　心滩沉积

a　剖面图示双向环流；b　平面图示心滩沉积

## 三、三角洲及其冲积物特征

在河流注入海盆地的地段，是河流和海洋相互作用的地区，因而河口具有不同于其它河段的特有的沉积作用和冲积物。河流入海口可以形成三角洲或河口湾，这取决于河流与海盆水动力能量的对比和河流输沙量、砂泥比的特征。当潮汐能远远大于河流水动力能量时，或者河流输沙量小或砂泥比小时形成河口湾。反之则由于河口区河床纵坡降极其平缓，以及海水顶托，水流分散的影响，使河口区成为河流最主要的沉积场所时，形成陆上和水下的连续的巨大沉积体——三角洲。

在河口外，河流地质作用逐渐消失，而海洋的地质作用则逐渐增强。

### (一)　三角洲的形成

随着河流进入河口地区，河床纵坡降减缓，河道展宽，水流分散，加上海水的顶托作用，使河水流速大减，将大量的碎屑物在河口进行堆积。当河流携带到河口区的碎屑物质数量超过河流和海洋在河口区冲刷转移碎屑的数量时，河流首先在河口附近堆积，形成水下浅滩。浅滩进一步增长和加高，形成河口

坝。河口坝迫使河流在此分流。在两个分流河口又形成两个新的浅滩，浅滩可以进一步发展成新的河口坝（图8－23），使河流再一次发生分流，如此反复不已，河口区便不断向海推进，使水下堆积体不断淤高并发展成陆上沙洲。最后，在河口区形成一个顶端向陆弧形朝海的巨大三角形堆积体，一般称为三角洲。三角洲这种向前进积的沉积作用称为向前加积作用。三角洲形成后，在三角洲平原上河网密集，称为网状河。河道由深而狭窄的河道与江心岛相间。江心岛由心滩发展而成，洪水期被泛滥作用淹没，并淤积了大量的悬移质而逐渐增高成为永久性的江心岛。河道频繁地发生冲裂作用和改道，因而在三角洲平原上可以看到大量的废弃河道。

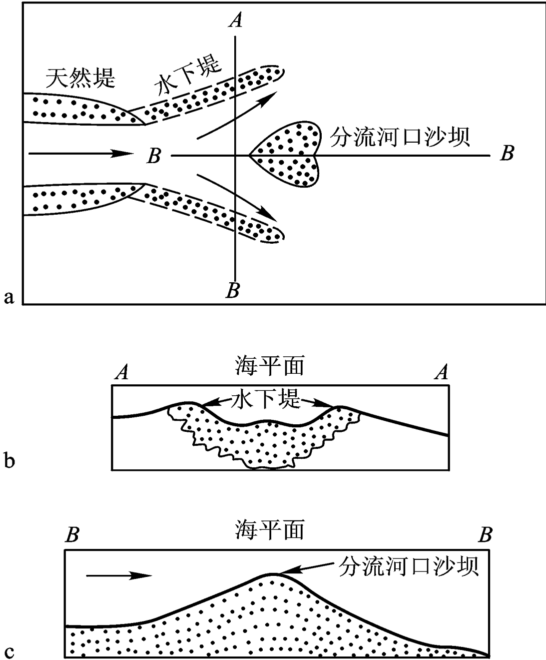



**图8－23　河口沙坝与河道分汊示意图**

a. 平面图；b. 横剖面图；c. 纵剖面图

## （二）三角洲分带

三角洲可分为三个带（图8－24）：

### 1. 三角洲平原带

此带为三角洲的陆上沉积部分，由分流河道和洪水泛滥作用的沉积物组成。三角洲平原上的沉积环境和沉积类型多种多样，主要有以砂质为主的分流河道沉积，较中、上游河床沉积要细，发育大量交错层理；比河道沉积更细的天然堤和泛滥盆地沉积，天然堤以粉砂和泥为主，近河一侧较厚较粗，远河一侧较薄较细；决口扇沉积——洪水期间，河水越过或冲决天然堤，在近岸形成

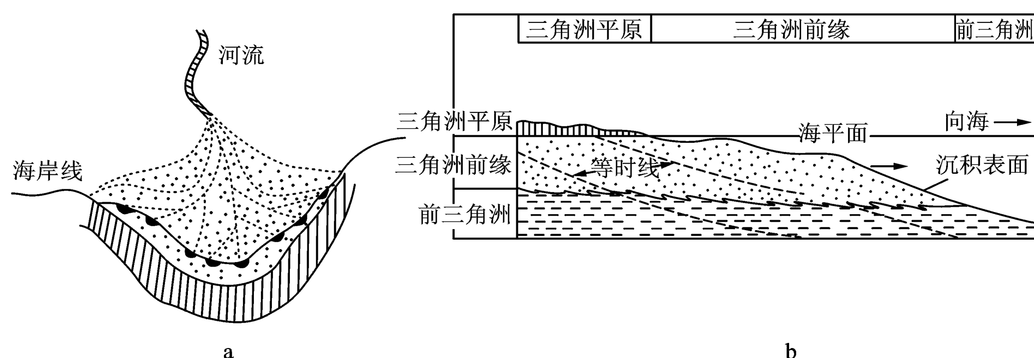



图8－24　三角洲沉积分带示意图

a 三角洲全景；b 三角洲分带及三角洲沉积剖面

舌形或扇形的越岸扇或决口扇沙层沉积，在远岸的河间低地，形成大片席状粉砂和泥质薄层的泛滥盆地沉积。在三角洲平原上还有许多废弃河道和洼地形成的湖泊和沼泽沉积，初为泥质，尔后就长满植物（泥炭沼泽）。

2. 三角洲前缘带

此带呈环状分布。由于这里地处海岸带，河流带来的沉积物经过海洋的作用，形成分选好、成分纯净的砂质沉积物集中带，其中可分为两类：分流河口沙坝——河流带来的砂质物质在河口处因流速降低堆积而成河口沙坝。砂粒主要集中在沙坝顶部。三角洲前缘席状砂——分布在三角洲前缘的边缘部分，是河口沙坝受海水作用重新分布的结果。

3. 前三角洲带

此带是正常浅海沉积与洪水期河流带入的粉砂和泥的加厚带，沉积物富含有机质的泥质物质，呈暗色，具细纹理，含水量高达80%，是良好的生油层。它是由河流搬运来的黏土悬浮物质和胶体溶液在海底沉积而成。

在三角洲纵剖面上，各种沉积的分布也很明显。居于最底部的是最细的前三角洲泥和粉砂（底积层），其上覆盖三角洲前缘砂质带（前积层），最上面是三角洲平原上的河流沉积及湖泊沼泽沉积（顶积层）（图8－24）。

（三）三角洲分类

根据河流与盆地水动力特征可以将三角洲分为高建设性三角洲和高破坏性三角洲。高建设性三角洲是以河流作用为主的三角洲，又可分为朵状三角洲和鸟足状三角洲。高破坏性三角洲又可分为浪控三角洲和潮控三角洲，前者以波浪作用为主，后者以潮汐作用为主（图8－25）。

1. 河控三角洲

鸟足状三角洲：此类河口均为弱潮河口，河流作用占主导地位。河流分为若干分流入海，各分流河口泥沙迅速堆积，形成较长的向海伸出的堆积体，岸

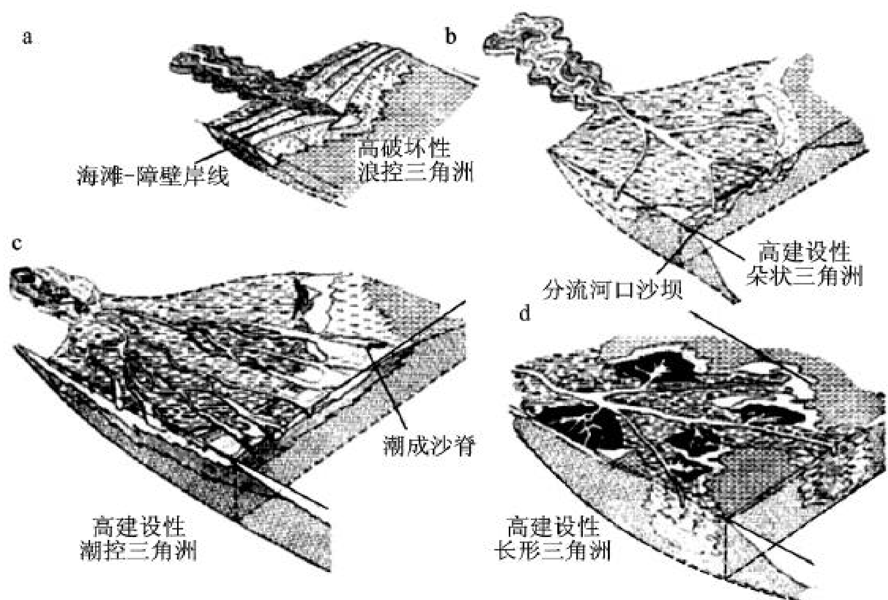



图 8－25　Fisher 等（1969）所定义的高建设性三角洲和高破坏性三角洲

a．鸟足状三角洲；b．朵状三角洲；c．浪控三角洲；d．潮控三角洲

线十分曲折。伸出体之间的凹入海湾，淤泥沼泽分布宽广，成为滥泥湾。整个三角洲形态有如鸟足。砂质体多循分流河口的河床发育，与海岸垂直，称为指状沙坝。沙滩及沙堤则较少。美国的密西西比河三角洲发育最为典型（图 8－25a）。

朵状三角洲：三角洲呈朵叶状，指状河道沙向滨外过渡为长条状潮流脊状沙，反映河流作用仍居相对优势，但海洋作用也较强。岸线较为平直，沿岸发育有较大的沙嘴（或沙堤）（图 8－25b）。

除河流入海三角洲可以成为高建设性三角洲外，河流入湖除湖滨三角洲外，几乎全是高建设性三角洲。

2．浪控三角洲

海洋波浪强度大于河流水动力能量或大致相等。这类三角洲虽有河流堆积所形成的向海凸出的弧状堆积体，但波浪作用使供给三角洲前缘的沉积物发生再分配，因此三角洲前缘被塑造成为圆滑形状的海滩沙坝，沿海有连续的沙堤或堡岛，海岸基本上为沙堤或堡岛所封闭，如非洲的尼罗河和尼日尔河三角洲（图 8－25c）。

3．潮控三角洲

在潮汐作用较强的地区，三角洲的形态主要受潮流作用的控制。其特征是一些分流河口多成喇叭状，有落潮流所带出的泥沙在口门外的海底堆积，成为

与落潮流大致平行的长条形沙坝，即潮沙脊。潮沙脊从分流河口呈放射状分布（图8－25d）。

自20世纪60年代以来，沉积学者对现代沙质河流和三角洲做了大量的研究，并在此基础上总结出沙质河流沉积作用模式和三角洲沉积模式。这些模式为研究地质时期的沉积环境和古地理恢复提供了有效的对比标准和进行观察研究的提纲和指南，同时也提供了预测的依据和对沉积层序作水动力解释的基础。

## 第六节 影响河流地质作用的因素

河流是所在流域内自然地理总背景下的产物。河水是以不同形态和经过不同转化途径的降水为补给来源的。显然，只有进入河床的水量足以保持经常流动，即在足以补偿蒸发和渗漏所造成的损耗时，才能够形成河流。

### 一、气候与地理因素对河流的影响

湿润地区河网密集，径流充沛而干燥地区河网稀疏，径流贫乏，说明河流的地理分布受着气候的严格控制。实际上，河流的水文特征，包括水源的补给形式及其比例、水位、流量及其季节变化、结冰与否及结冰期长短，等等，无一不受气候条件制约。例如，降水量多寡决定着径流补给来源的丰缺，蒸发量大小反映着径流损耗的多少，降水的时空分布、降水强度、降水中心位置及其移动方向影响着径流过程和洪峰流量，气温、风和饱和差也因对降水、蒸发有影响而对径流间接起作用。因此可以说，河流是气候的镜子。

气候变迁主要引起河流水量与含沙量的变化，从而影响到河流的侵蚀与堆积过程。在晚近地质时代中，世界不同地区有过干旱与湿润、寒冷与温暖（冰期与间冰期）的多次气候更替。当气候变得干旱时，河流水量减少、搬运能力就减弱，同时由于植被减少、物理风化增强，易于冲刷，从而增加了河流的流域来沙量，使河流产生大量堆积。当气候转为湿润时，河流水量增大，同时，流域内植物繁茂，含沙量相对降低，河流下蚀，形成阶地。这种由于气候变迁形成的阶地，称为气候阶地。

各种基本的自然地理要素也对径流发生影响。如流域海拔高度，坡度和切割密度直接影响着径流汇集条件；地表物质组成决定着径流下渗状况；植被则通过对降水的截留影响径流量，等等。

### 二、地壳运动及海平面变化对河流的影响

新构造运动和海平面的阶段性变化造成侵蚀基准面的升降。使河流平衡剖

面发生变化、启动河流回春作用，形成多级阶地系统。



图 8－26　深切河曲

(一) 地貌回春与深切河曲

以下蚀作用为主的河谷侵蚀强度加大可形成大峡谷，如长江金沙江的虎跳峡最高处不足60m，深达3000m。是在地表上升的背景下形成的。地表上升，河曲或蛇曲将转回到以下蚀作用为主，形成深切河曲，亦称回春河。深切河曲的特点是河谷横剖面为V形，而平面上却保留弯曲或极度弯曲的形态。

地形侵蚀回春 (rejuvenated landform) 是由于地壳隆起或海面下降，使区域侵蚀基准面降低，以及降水量增大，河水流量增加等因素，引起一个地区侵蚀作用加强，地面切割加深的现象。这种侵蚀作用“复活”的现象，称为地形侵蚀回春。我国华北的海岸和山地都可以见到明显的地形侵蚀回春现象。

深切河曲 (incised meanders) 是发育在山地的一种河流地貌形态。河曲形成后，如地壳重新抬升，河流下切速度与地面的抬升速度基本协调时，河曲保持原来弯曲的形式，但逐步继续下切到基岩之中，形成平面上河道极度弯曲、剖面上呈V形深谷的奇特景观。深切河曲具有山地峡谷的特点，在穹隆构造隆起段剪切裂隙和追迹裂隙发育区深切曲流也很发育，如四川嘉陵江、河北永定河、滹沱河穿越山区地段，都发育典型的深切曲流。

当河流上游山区发生抬升运动或下游发生海平面下降时，河流的平衡剖面或侵蚀基准面就会下移，河流侵蚀作用加强，称河流回春。此时在上游河段可以形成阶地，在中下游河段会出现深切河槽，冲刷谷底沉积物，加深河谷。在中上游河段常常看见有数级阶地的现象，在中下游河流沉积剖面上也常常看见河流多阶 (有数个冲刷面) 现象，就是地壳抬升或海平面下降的结果 (图8－27)。

(二) 阶地的形成

地表上升对河流中、上游影响最常见的是形成阶地系统。阶地是高于河漫

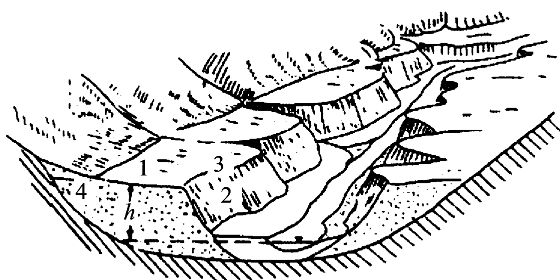



图 8－27　河流阶地

1. 阶地面；2. 阶地坡；3. 阶地前缘；

4. 阶地后缘；h. 阶地高度

滩的侵蚀或堆积的平坦地貌，在洪水期也不会被淹没。它是古河谷的底部，因地表上升，河流再度下切侵蚀而被抬升到超出洪水期最高水面之上，呈阶梯状沿河道两侧展布。

阶地的高度一般指相对高度，即阶地面与河流平水期水面之间的垂直距离。河谷中常有多级阶地，其中高于河漫滩的最低一级阶地，称第一级阶地，或可简称为一阶地；紧邻其上的另一级阶地称第二级阶地，或二阶地；以此类推。在正常情况下，阶地越新越低，越老越高。

多级阶地系统的形成过程，往往是由于地壳阶段性抬升，原来的部分河流冲积物（或河床底部基岩）随之被抬高升出水面。同时河水加强下切，使原来的床底被加深加长，另一部分冲积物也随之被切割冲蚀。在新形成的河床底部又形成新的冲积层。这一过程多次发生，即形成多级阶地系统（图 8－28）。

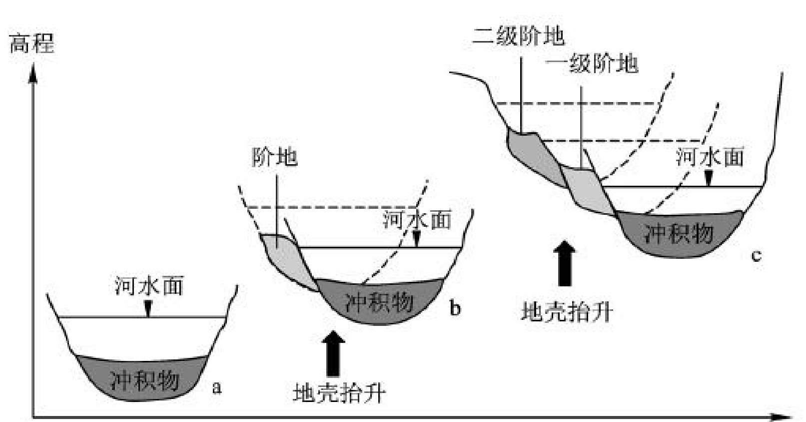



图 8－28　一个两级阶地系统的形成示意图

a. 河流形成冲积层；b. 地壳抬升，原来的冲积层变成阶地，

同时在新的河床底形成新的冲积层；c. 地壳再次抬升，形成两级阶地系统

河流阶地的类型可以根据不同原则来划分，根据阶地的成因、组成和结构，可分为三类，分别称为堆积阶地、基座阶地和侵蚀阶地。

1. 堆积阶地

阶地全为河流冲积物所组成，在河流中下游最为常见。它的形成过程，首先是河流侵蚀展宽谷地，同时发生大量堆积，然后河流下蚀形成阶地，唯后期的切割深度一般不超过冲积层的厚度。

2. 基座阶地

阶地上部由冲积物组成，下部为基岩的阶地称为基座阶地。它主要是由于后期河流下蚀深度超过了原冲积层的厚度，切至基岩内部而成的。

3. 侵蚀阶地

多由基岩构成，没有或很少有冲积物覆盖，所以又称石质阶地。侵蚀阶地多发育在山区河谷中，由于当时水流流速大，侵蚀力强，所以很少沉积。这种阶地的阶地面是河流长期侵蚀而成的切平构造面。

从堆积阶地到侵蚀阶地，指示了河流下蚀作用逐步加强的方向。也间接反映出地壳运动有所强化的趋势。

(三) 冲积平原与夷平面

在地壳运动处于相对稳定的阶段，河流的发展将趋近于侵蚀－搬运－沉积(冲积) 的平衡状态。在这一时期中，中下游流域会因为河流的不断摆动和拓宽，逐渐形成地势开阔平缓的冲积平原。当地壳运动再度活跃后，如地壳整体上升，则冲积平原将被抬升到相应的高程上，经受风化、切割、剥蚀等破坏作用，形成新的夷平面。夷平面和阶地一样，都可以因此成为地壳升降运动的指示标志。

## 三、人类活动对河流的影响

河流不仅对于人类社会的发展具有重要意义。它在交通运输、灌溉、发电和水产事业等方面都为人类带来了重要财富。而且也给人类带来巨大的环境和生态效益，河流是地球水分循环的一个重要的、不可缺少的环节，内陆河流把水分从高山输送到内陆盆地或湖泊中，实现水分小循环；外流河把大量水分由陆地带入海洋，弥补海水的蒸发损耗，实现水分大循环。河流对流域气温具有调节作用，低纬度区流向高纬度区的河流，使该流域气温升高，相反从高纬度区流向低纬度区的河流，使该流域比较凉爽。流入干旱区的河流，不仅给那里带来水分，而且使荒漠河岸林木茂盛和农业得以灌溉，从而形成了生机盎然的绿洲景观。

河流给人类带来诸多利益的同时，洪水泛滥又给人类带来重大灾难。为了变害为利，人类修堤筑坝以控制洪水和利用水流的动力发电造福人类 (图 8—

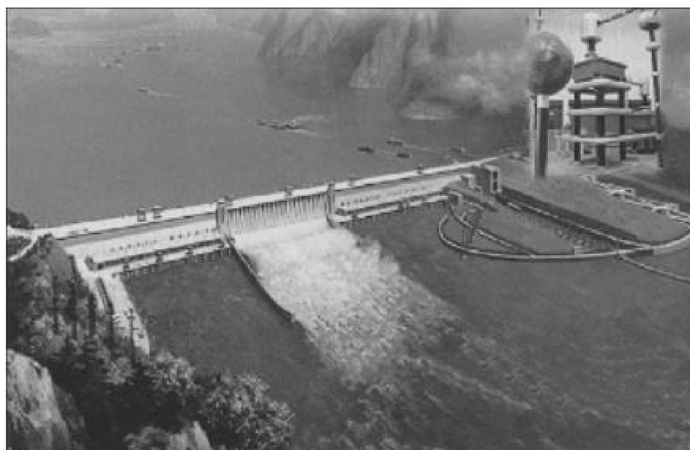


图 8—29　三峡大坝全景

29）。但是人类修建的大型水利工程常常又给环境或河流本身带来严重的后果。为了防止洪水泛滥，人们不断加高江河堤岸，这样一来泥沙不断在河床内淤积使河道不断升高，人们只好再加高堤岸，如此反复河道和堤岸不断升高，最后成为一条远远高于冲积平原的悬河。如现今的黄河和华北平原就是如此。大型水库和大坝的修筑，破坏了河流原来的平衡剖面，使大坝上游平衡剖面抬升，下游平衡剖面下降。这样引起原来受侵蚀的上游河段转变为沉积河段，不断抬高的河床，终于引起洪水泛滥。如 20 世纪 50 年代苏联帮助我国修建的三门峡水库和大坝，在设计上就没有预留排砂孔，在 60 年代经改建后仍存在问题，不仅引起黄河下游河段流量减少，枯水季（断流）越来越长，而且在 2003 年，经过近 50 年后，终于引发三门峡水库上游渭河洪水泛滥。当年的渭河洪水造成的直接经济损失达几十亿人民币。水库修建，其负面效应是不能不考虑的，如生态平衡的破坏、诱发地震、环境污染、移民问题、文物被淹没、海水倒灌等等。如埃及尼罗河的阿斯旺大坝的修所引发的诸多问题是我们人类在建坝时不能回辟的。阿斯旺大坝 1960—1968 年间由前苏联援建而成。坝高 111 m，长 3 200 m，拦蓄尼罗河全部洪水，水库长 500 km，总库容 $1\,620\times10^{8}$ m$^{3}$。水库给埃及和苏丹带来巨大的效益：免除了旱涝灾害、扩大了耕地、促进了农业发展、年发电量达 $86\times10^{8}$ kW·h（原设计 $100\times10^{8}$ kW·h）。淡水渔业和旅游业也有所发展。但是，水库修建后，改变了生态环境，沙丁鱼种群规模锐减，水库渗漏和蒸发，尼罗河不再泛滥，导致两岸土地失去养分，地下水位下降和过度的灌溉导致土地盐渍化，下游河床下切和河口海水倒灌。这些成功的经验和引发的问题都值得我们借鉴。

## 思考题



1. 片流（面流）、洪流、河流的异同和关系是什么？
2. 流态和底形的关系是什么？
3. 波痕和交错层理的关系是什么？
4. 面流对地面的侵蚀作用有什么特征？
5. 洪流对地面的侵蚀作用有什么特征？
6. 什么是河流的侵蚀基准面？与河流的平衡剖面有何关系？
7. 有哪些河道类型？各种河道类型的水动力特征有何差别？对其侵蚀作用和沉积作用有何影响？
8. 心滩和边滩是怎样形成的？它们之间有何差别？
9. 什么是三角洲？什么是河口湾？它们的形成条件有何差别？
10. 为了变害为利，人类修堤筑坝防止洪水灾害和水力发电，为我们带来大量的能源和经济效益。因而有人提出在怒江修建13座大坝，据说发电量将远远超过三峡大坝的发电量数倍，还有人提出在雅鲁藏布江大峡谷用核爆打通青藏高原南水北调。你认为如何？（怒江和雅鲁藏布江是我国仅存的两条原始河流）

# 第九章 海洋的地质作用

海洋占地球表面积的70.8%，是地球三大生态系统之一。全世界约1/2的人口居住在距离海岸200 km的区域内。近半个多世纪以来，地球上人口激增，资源渐趋匮乏，促使人类探索新的资源和居住地，在宇航事业蓬勃发展的同时，也意识到海洋是巨大的资源库。因此海洋科学将是21世纪重点研究的学科之一，21世纪将成为海洋科学的新世纪。

## 第一节 海水的动力

作为地质作用的动力（地质营力）可分为机械（物理）、化学和生物动力三种类型，海水运动的动力也不例外。

### 一、海水的机械动力

海水的机械动力主要有海浪、海汐和洋流三种。近年来许多学者提出海啸、浊流、风暴流和等突发性的海水运动方式有其特殊的地质意义。

#### （一）海浪（波浪）

海浪是海水表面的上、下波状起伏运动。海浪主要由风的作用引起。风引起的海面波状起伏运动是一种振荡波，其特点是每个波通过一个固定的参照点时，水质点作循环（圆周）运动（图9－1）。波峰的水质点沿波浪运动方向向

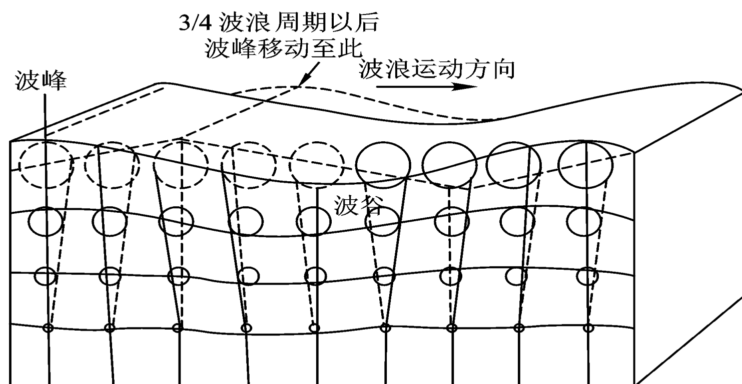



图9－1 波浪运动模式

前运动，而波谷中的水质点向后（即逆向波浪前进方向）运动。海面表现为上下波状起伏运动。如果在此海面上掷一标志物（木块或其它能漂浮在水面上的物体），可清楚地看到标志物随海面波动而上下跳动。因此海浪的推进，实际是波形的传播。当风力大时，标志物随风向可略有移动。海浪中水质点的圆周运动随水深增大而逐渐减弱，约到水的深度相当于1/2波长时消失，这也是海浪作用的下限。即海水深度大于1/2波长的海域，其海底不受海浪的影响。海浪作用的下限面称为浪基面。正常气候条件下，同一海域海浪强度相对稳定在某一范围，浪基面深度一般40～50 m。

海浪主要由风引起，其强度与风力有关，台风、飓风来临时，风力10级以上，产生风暴浪。风暴浪影响的水深可达100～200 m。

海浪向陆推进过程中受海底地形及水深影响发生变形，并形成以下两种情况：一种是海底地形陡峭，水深突然变小，海浪直接拍打海岸岩石，形成拍岸浪（图9—2）；另一种是海底地形较平缓，海水深度由深逐渐变浅，海浪强度与波形也随之逐渐变化，出现分带现象（图9—3）。在不同水深的海域中海浪基本分为两类：深水波和浅水波。



图9—2 北戴河老虎石公园拍岸浪[50]

1. 浅水波

浅水波出现在海水深度小于1/2波长的海域。海浪中水质点运动轨迹受海水与海底岩石摩擦力的影响，呈椭圆形，波形不对称。

深水波和浅水波波形特点可在泥、砂沉积物上留下痕迹——波痕。由于不

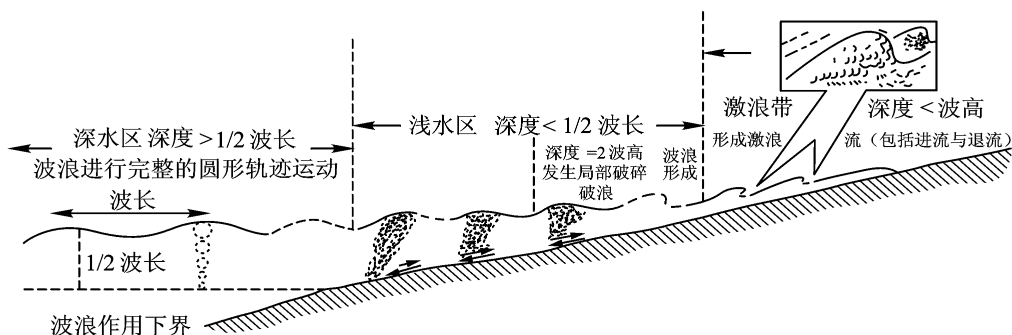



图 9—3　平缓海部海浪近岸后的变化[62]

同水深环境波痕特点不同，波痕可作为鉴别海洋环境的一种标志。当海浪推进到水深小于两倍波高的海域时，波形急剧变化，波长减小，波高增大，波峰翻卷，海浪在重力作用下向前倾倒，并且破碎成白色浪花，称为破浪（或激浪）。



图 9—4　激浪带（叶俊林摄）

在沙质海岸破浪一道道向岸奔来，形成激浪带（图 9—3 和图 9—4）。海浪破碎后形成进浪流、退流（底流）和沿岸流。进流是破浪破碎后冲向陆地的水流。进流冲到一定高度的地方，能量耗尽，在重力作用下退回海中，这股退回海中的水流称为底流（退流）。进流和退流是横向水流（垂直海岸方向为横向）。进流和底流在沙、泥质沉积物上常常留下流痕。流痕有树枝状（图 9—5）、辫状、菱形等等形状。当海浪前进方向与海岸线斜交时，除进流和底流外还会出现沿岸流（图9—6）。应指出的是，风暴浪来临时，特别当风暴浪产生的进流、底流和涨潮流、落潮流叠加时，产生向岸风暴流和离岸风暴流，这样的风暴流可携带大量泥沙一起流动，是一种高密度流。

海岸线不总是平直延伸的，而往往是岬角和海湾带相间分布。当海浪向弯



图 9－5　树枝状流痕

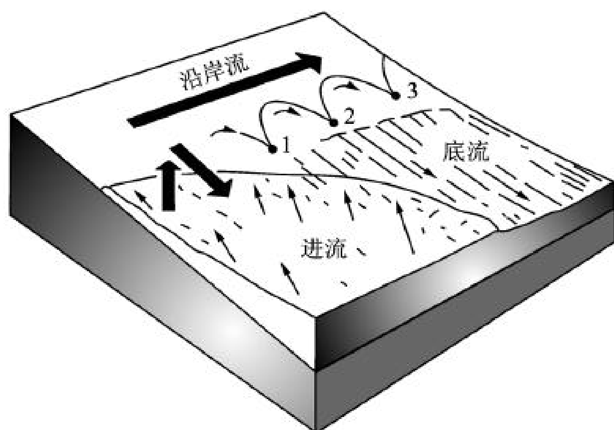



图 9－6　进流、底流和沿岸流

曲海岸推进过程中，由于水深的差异，所受阻力不同，海浪的前进速度也随之变化，岬角突出于海洋中波浪受阻，波长减小快；海湾波长减小慢，从而波脊线（波峰的连线）由平直变为弯曲。海浪前进方向聚向岬角（图 9－7），这就是波浪折射现象。波浪折射，使波浪冲击岬角地带，岬角地带以侵蚀作用为主；海湾海浪能量相对小，而以沉积作用为主（图 9－8）。

海洋中波浪运动形成的原因还有的是因火山喷发、地震和海底滑坡、塌陷引起，由这些因素引起的海水的波状起伏运动称为海啸（津波）。海啸由海洋深处到达海面。在广阔的海洋中海啸的波长可达 500～600 km，此时波高并不显著，水深越大传播速度越快，波速每小时可达几百千米。当海啸推进到海岸，遇障碍物后，波高迅速增大，能量聚集后释放，具有巨大的破坏力。世界

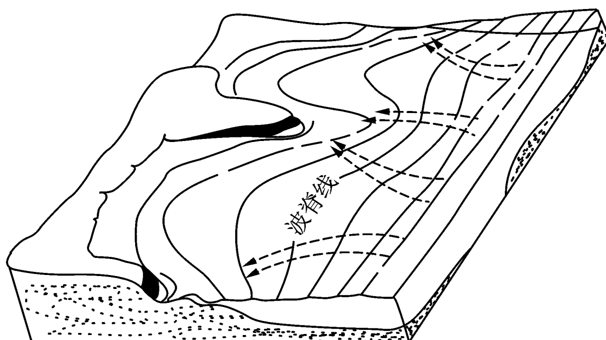



图9—7　波浪折射（尖头为波浪前进方向）[62]

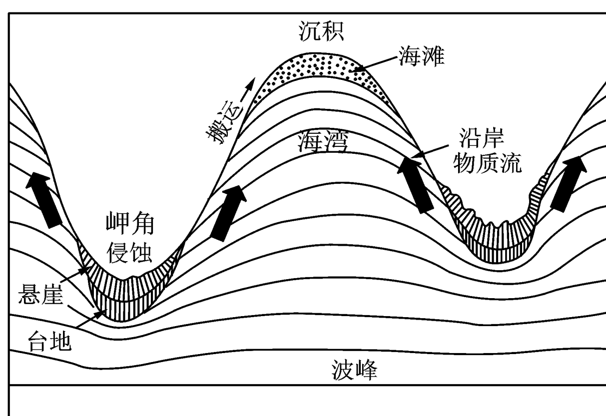



图9—8　波浪折射导致海湾沉积与岬角侵蚀[89]

上最大的海啸发生在1946年3月太平洋北部的阿拉斯加西南方，由海底地震引起，海啸的波高达67 m。世界上最大的一次地震1960年5月发生在智利，它引起的海啸传播到夏威夷海岸时还将10 t重的玄武岩块抛至100 m外，其强度超过风暴潮，这二者都具极大的破坏性。

2. 潮汐

海面周期性的升降或涨落现象称为潮汐。潮汐的成因与特点是比较复杂的。引起潮汐的主要原因是月亮和太阳的引力，其中又以月亮的引力为主。二者的合力称为引潮力。当日、月、地三者大致位于一条直线上（图9—9上、中图）时，日月引力共同作用于地球，两力相加使海面涨得最高，即出现大潮；当日与月的位置与地球正交，两力相减使海面涨得不高，即为小潮。

一般说地球表面同一地点一天中出现两次涨落潮现象，属半日潮类型。由于所在纬度及地形等原因，某些地区一天中只出现一次涨落潮现象，属全日潮；某些地区上述二者交替出现，属混合潮。

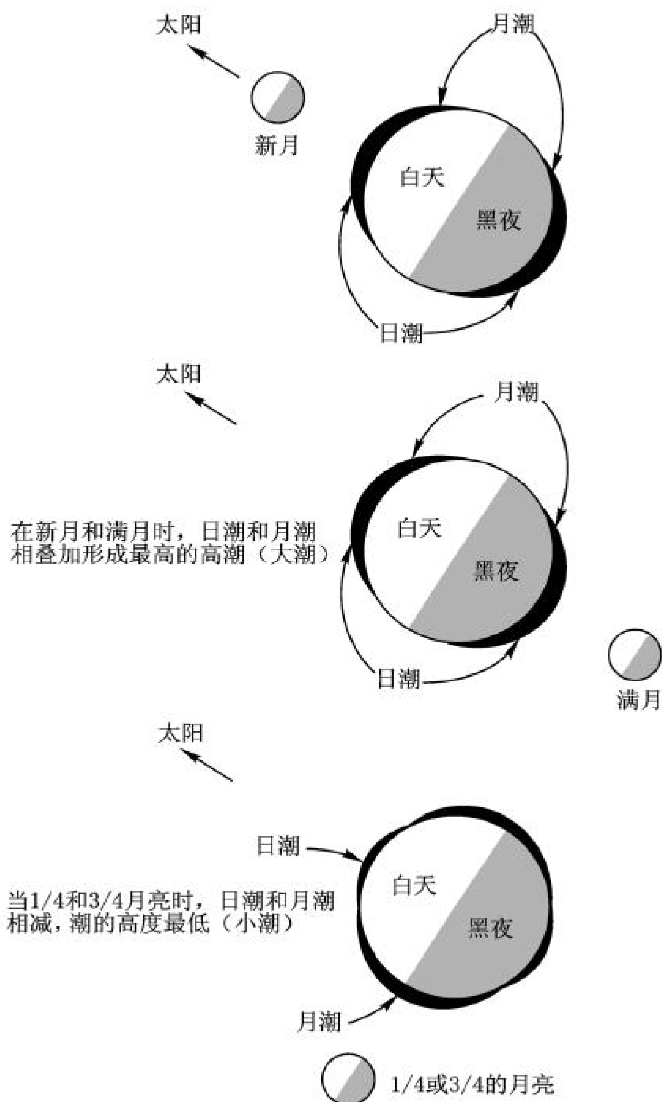



图9—9　潮汐的成因

涨潮时海水升到最高时的海面，称高潮面，高潮面与地形面的交线，称高潮线；落潮时海水降到最低时的海面，称低潮面，它与地形面的交线，称低潮线。高潮面与低潮面之间的高程差，即为潮差。正常情况下，潮差随纬度的增大而变小，一般在2～4m左右。但潮差明显受地形的制约，在河口湾往往更大些。典型的例子就是我国钱塘江口的杭州湾，每年农历八月十五前后，此地在日月共同的引潮力作用之下出现特大高潮，潮差可达9m。滚滚海水奔腾涌入杭州湾，景观壮丽，吸引无数游客前来观潮。海面的涨落是通过潮流实现的，钱塘江口大潮时潮流流速达4～5m/s，侵蚀和搬运能力较强，且已被利用

来发电。有的科学家曾计算过，如果沿岸各国将潮汐能都利用起来，其发电量将比水力发电量大一倍。

3. 洋流（海流）

海洋中大规模持续向一定方向流动的水流即为洋流。根据成因可分为表层洋流和深部洋流两大类。

表层洋流　主要由信风引起（但洋流中海水的温度与密度与周围海水有差异），故其流动方向和分布都与全球信风带密切相关。表层洋流主要有北半球顺时针大环流、南半球逆时针大环流及西向赤道流构成（图 9－10）均为水平

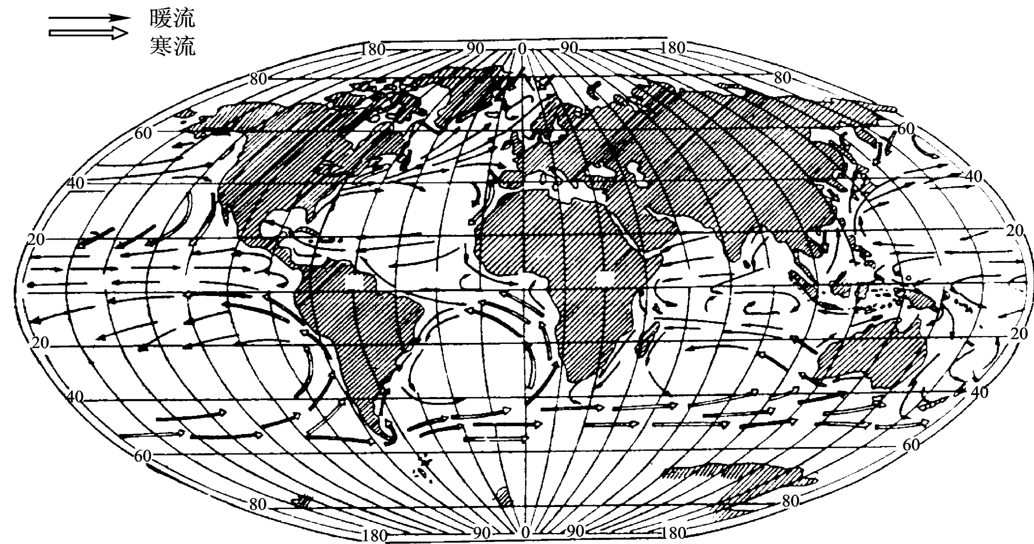



图 9－10　世界洋流略图[62]

方向流动，宽度大者数百千米，深几百米，平均流速为 0.25～0.75 m/s，有人曾经将漂流瓶掷入洋流中观测洋流特征。从澳大利亚掷入的漂流瓶，在南非好望角被发现，后继续随洋流漂流，两年后在美国佛罗里达迈阿密附近沿海出现。从图 9－10 世界洋流图上可看出此漂流瓶随表层三大洋流系统周游了半个地球。表层洋流中海水的温度是有差异的，低纬度的海水温度高，当它向高纬度流动时，洋流中海水温度高于周围海水温度的为暖流。由高纬度向低纬度流动的洋流，海水温度相对低一些，则为寒流。暖流和寒流对附近海域与陆地的气候都会产生影响，对全球热量分布起着平衡作用。洋流流速低，但规模大，一定时间内移动的水量比世界上任何一条河流都可观。如著名的墨西哥湾暖流水温 24℃，宽 80～200 km，深约达 1.5 km。北极圈附近的冰岛的气温都受其影响而有所升高。巨大的水流可携带大量细粒碎屑物、化学物质和生物一起移动，为海洋中物质包括气体交换起着不可估量的作用。

深部洋流　造成深部海水循环的最重要因素是海水的密度。一般温度 4 ℃

时海水相对密度是1.027。海水密度的大小变化又取决于海水温度和盐度的变化。较小的密度差异就可使海水发生运动。两极地区海水温度低，干旱气候带海水盐度大，这些海域海水的密度也相对较大，形成下降流。海洋某些区域存在上升流，在不同深度上还存在着水平方向流动的等深线流和大洋底流。共同组成了复杂的深部洋流系统。现在正逐渐了解它们，如在大西洋北深部2 400～3 000 m，向南的等深线流流速0.18 m/s。深部洋流流速比表层洋流还小。深部洋流使表层与深部的海水相互交换，海洋中的水因洋流而循环，不过，这种循环是非常缓慢的，有人推算一个完整的循环，即表层海水下降到岸底，再从洋底返回表层，大约需要2 000～4 000年。

但是，洋流不总是循规蹈矩的。寒流和暖流的流动方向会因某些原因（如信风的强度与流动方向）发生变化，从而导致表层海水温度的变化。将表层海水温度与多年平均值相比，连续6个月偏高平均超过0.5℃的现象，称为厄尔尼诺现象；连续6个月偏低平均超过0.5℃的现象，称为拉尼娜现象。例如，东太平洋近南美秘鲁海洋正常的冷水上升流减弱，出现厄尔尼诺现象，表层海水温度可升高2～5℃，大批鱼类死亡，使秘鲁的渔业遭受重创。更严重的是厄尔尼诺和拉尼娜会导致全球气候极度干旱或暴雨洪水成灾。原来厄尔尼诺和拉尼娜每隔数年（5～7或10年）发生一次，20世纪90年代后越来越频繁，每2～3年降临一次，使全球气候更加恶化。

4. 浊流

浊流是一种水下的高密度水流，湖泊中也可形成。大洋中的浊流大多形成在大河河口外，大陆坡上部坡度较大，并有大量碎屑物的地段。当海底有地震或火山喷发等外因触发时，海水携带大量的碎屑物，在重力作用下，沿大陆坡滚滚而下，直冲至深海底地形较平坦的地方堆积下来。浊流饱含大量泥沙，密度可高达2 g/cm$^3$，流速与斜坡坡度有关，坡度为1/190时，时速为100 km；坡度为1/2 000时，时速为23 km。浊流的堆积物称为浊积物，其组成常以细砂为主，为良好的储油层，浊流也因此被人们重视。

## 二、海水的化学动力

海水中含有80余种元素，最主要的有14种，它们是O、H、Cl、Na、Mg、S、K、Br、C、B、Si、P、N、Ar。其余60多种皆为含量小于$1\times10^{-6}$ mg/kg的微量元素。这些元素主要由河流输入，据估计河流每年向海洋输送的溶解盐达30亿吨，其次来自于海底火山喷发。主要元素中Br的储量的99%在海水中，几乎所有的Br都是从海水中提取的。全世界每年从海水中提取的Mg约260万吨，占总产量的34%以上。我国陆地上缺乏农业用的钾资源，而海水中K的总含量达500万亿吨。一些微量元素，如铀在海水中的含量仅为3.2 mg/L，但

地球上总共有14亿 $km^3$ 的海水，含铀总量可达40多亿吨，是陆地上铀的总量的4 000多倍。1 kg铀所含能量相当于2 500 t优质煤燃烧释放的能量。人类现已能从海水中提取铀，以解决能源不足问题。

海水中的主要元素以盐类和气体形式存在。海水中的溶解盐与纯水的比率称为海水的盐度，通常以重量的千分之多少为单位（用“‰”表示）。海水的平均盐度为35‰。表层海水的盐度与气候等因素有关。干旱气候带可高至35.5‰，局部如红海达40‰。近陆的海域当河流汇入的淡水量大时，含盐度会偏低。如北戴河附近的渤海海域含盐度仅为22‰。深部海水的盐度一般为35‰，表层海水盐度高的海域，其深部海水盐度变化较大（图9－11）。海水盐度与海洋生物与沉积物有一定关系。海水中主要盐类的含量如下（据环境科学导论，1983年版）：

| | | |
|---|---|---|
| 氯化钠 | （NaCl） | 23‰ |
| 氯化镁 | （$MgCl_2$） | 5‰ |
| 硫酸钠 | （$Na_2SO_4$） | 4‰ |
| 氯化钙 | （$CaCl_2$） | 1‰ |
| 氯化钾 | （KCl） | 0.7‰ |

由以上数字可看出，海水中氯化钠含量最多。1 $km^3$ 海水中有23 t盐（NaCl）。每年海盐的产量占世界盐总产量的30%。可以想像将海水中的盐全部提取，然后一层层堆积在陆地上，珠穆朗玛峰也将被深埋在盐层之下。但是要指出的是，海洋中这些盐类没有沉积条件。仅在有海水来源的后滨（潮上带）或舰湖中，并在干旱气候条件下盐类才发生过饱和沉积。

海水中的气体有 $O_2$、$CO_2$、$N_2$、$H_2S$、Ar等。其中 $O_2$、$CO_2$ 与地质作用关系最为密切。海水中的含 $O_2$ 量表层最高；向下减少至100～200 m深度，含 $O_2$ 量最低，这可能与此深度上生物繁茂有关。再往海洋深处含氧有所增高，约为表层的1/2（图9－11）。$O_2$ 的多少导致海水 *E*h值的变化。*E*h值的变化，尤其是影响Fe、Mn、S等变价元素化合物的溶解度。海水中的 $CO_2$ 大部分以碳酸根离子形式（$CO_3^{2-}$）存在，它是维持海水有恒定酸度的重要因素。海水的pH值一般介于7.4～8.4之间，为弱碱性。$CO_2$ 含量控制海水的pH值。$CO_2$ 的溶解度随压力的增大而增加，因此深层海水 $CO_2$ 含量比表层海水高。在海水流动不畅的海域或海底，有机物的腐化分解，海底火山喷发等都可产生 $H_2S$ 气体。$H_2S$ 气体多的海域属还原环境。

影响海水化学动力的因素除上述海水中各种化学元素本身性质、pH值、*E*h值等外，还有海水的温度和压力。海水的温度表层最高，在低纬度与中纬度海域夏季海水温度可达20～25 ℃，由表层向下逐渐降低，至1 000～1 500 m以下海水温度为0～5 ℃（图9－11）。海水的压力随深度增大而增大。每加深

10 m约增加$10^5$ Pa。在1 000 m深处压力约为$10^7$ Pa。

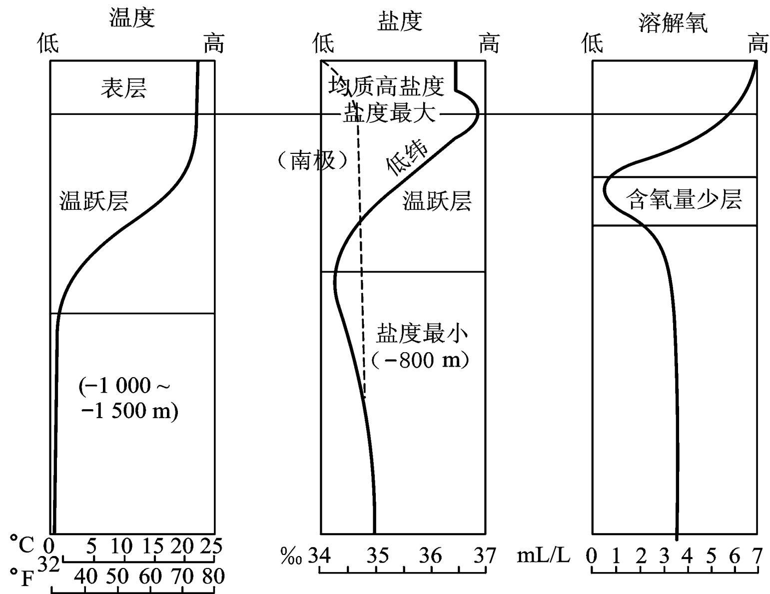



图 9—11 低纬和中纬地区海洋的一般温度、盐度和溶解氧随深度而变化的情况

(深度不按比例尺)[89]

## 三、海水的生物动力

生物的新陈代谢，生命活动产生生物的机械动力和化学动力。

生物本身死亡，尸体堆积是海洋沉积物和海底石油、天然气等矿产的物质来源。生命新陈代谢对海洋中许多沉积物（其中有许多矿产）的形成起了富集、促进和制约作用。生物作为海洋地质作用，尤其是海洋沉积作用的动力已不可忽视。海洋生物的种类比陆地更具多样性。从海面到1万多米的海底约生存着20万种动物和1万种植物。更引人注目的是不计其数的菌藻类微生物。微生物以裂殖方式繁殖，20～30分钟即可繁殖一代。1 $cm^3$的海水中有50万个细菌。微生物具高度的生物活性，能合成转化有机物，参与C、N、S、O的循环。如藻类的新陈代谢吸收$CO_2$；细菌分解有机质析出$NH_3$（$CO_2$和$NH_3$增多均使海水的pH值增高）；细菌可将硫酸盐还原成$S_2$或$H_2S$，使海水*Eh*值下降，也可使有机磷化合物析出磷酸盐。有人认为海洋中的$CaCO_3$沉淀，铁和许多金属矿产的形成都有微生物的作用。可以说微生物是海洋中最活跃、最强大的地质营力之一。

# 第二节 海洋环境分区

海洋辽阔、深邃，海底地质构造、地形与陆地的关系等等方面差异极大。因此，根据上述因素可将海洋分为四个区域（图9－12），它们是滨海、浅海、半深海和深海。

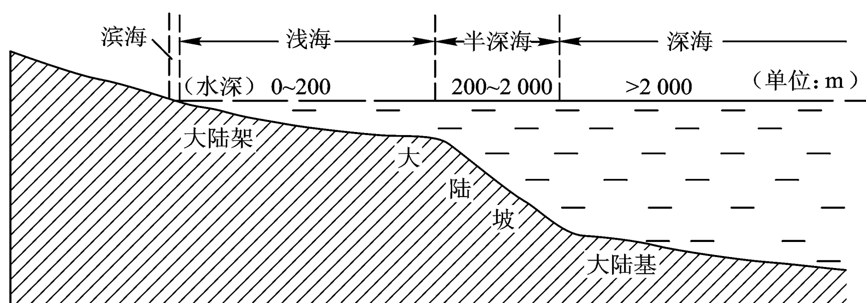



图9－12 海洋环境分区[62]

## 一、滨海

处于海陆分界地带。海陆的分界线称海岸线，实际上海面涨涨落落无一刻停息。所以海陆分界——滨海是狭长地带。

滨海地带在潮汐过程中时而被水淹没，时而又露出水面。其宽度与地形有关，地形平缓则宽；地形陡峻则窄。根据海水涨落情况滨海又可分为前滨和后滨（图9－13）。

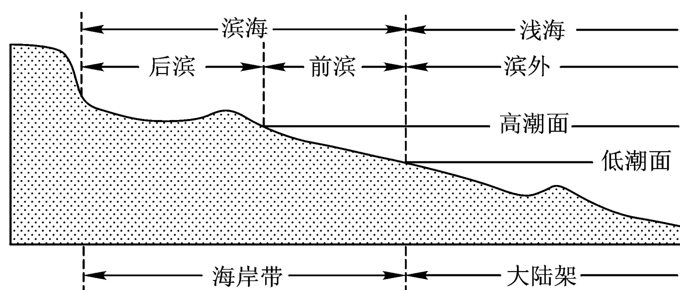



图9－13 滨海环境分区[62]

### （一）前滨（潮间带）

前滨是滨海的主体。位于高潮面与低潮面之间。一天中涨潮时被海水逐渐淹没；落潮时又逐渐露出水面。海浪和潮汐对它的影响显著，是海水剥蚀作用

最发育地带，生物以能抵御风浪的穴居、底栖类及藻类为主。

（二） 后滨 （潮上带）

位于高潮面之上，正常情况下，海水到达不了此带，风暴潮时可被海水淹没。残留的海水常在此带形成沼泽地。

在研究滨海地质作用过程中，常常涉及与陆地和浅海的关系，因此引出海岸带的概念海岸带的范围包含滨海及其相邻陆地 （含海蚀阶地，滨海风成沙丘等） 和浅海的浪基面以上 （滨外） 部分。海岸带根据组成的岩性可分为基岩海岸和沙质海岸两大类。滨海除海水动力作用外，还有风化作用和风的地质作用叠加影响。若在河流入海处及其附近，还受河流地质作用的影响。

## 二、浅海

处于大陆架之上，水深由低潮面至 500 m 左右的海域，一般为 200 m。世界各地大陆架宽度差别很大，所以浅海发育程度也很不相同。我国东部大陆架发育，故有渤海、黄海、东海和南海四大海域。其中渤海最小，南海最大 （面积 3.5×$10^6$ $km^2$）。浅海面积略小于半深海但大陆架上蕴藏着丰富的石油、天然气等矿产，渔业资源也十分丰富。对浅海的充分利用能获可观效益。例如，挪威原是个较贫穷的国家，近几十年来发展捕鱼业，1963 年又在大陆架上发现石油，致使挪威一跃成为欧洲富国之一。浅海是沉积作用最发育的海域。

根据受海浪影响程度，浅海以浪基面为界被分为内陆架海域和外陆架海域两部分。

（一） 内陆架海域

处于低潮面之下，浪基面之上。有人也将它称为潮下带或滨外，将它视为海岸带的一部分。但内陆架海域与滨海有本质上的不同，它终年终日处于海水之中。它位于浪基面之上，海浪作用能影响其海底沉积物。潮流、沿岸流发育，波浪作用搅起的泥沙能被潮流、沿岸流搬运；水深小、阳光充足、水温适宜，盐度正常，生物丰富多样，地质作用活跃。

（二） 外陆架海域

处于浪基面之下的浅海海域，是浅海的主要部分，一般海浪影响不大，河流输入的碎屑物、化学物以及海洋自生的生物物质大多在此沉积，是地球表面最主要的沉积场所。

## 三、半深海

处于大陆坡上，水深一般 200～2 000 m。由于大陆坡地形坡度大，半深海海域的平均宽度仅为 20～40 km，面积近 30×$10^6$ $km^2$，范围不大。大陆坡上发育有深度在千米以上的大峡谷，地形崎岖、浊流发育。此海区已为无光带。含

$O_2$ 量仅为表层的 1/2，水温低，生物比浅海少，以浮游类为主。

### 四、深海

位于大陆基和深海盆地、大洋中脊之上的广大海域，面积占地球表面积的 59.5%以上，也是海洋的主体。深海的水深大于 2 000 m。海水的温度和盐度不受大陆影响，具独立的洋流系统。深部海水含 $O_2$ 量为表层的 1/2，无阳光、水温低、生物少，以浮游类为主。

以上四个海区主要是以海底地形及水深上的差异划分的，海水之间并无明显分界，地质作用特点往往也是逐渐变化并且相互关联的。总的说来海洋是地球最终、最大的沉积场所。因此，海洋地质作用除海岸有明显的剥蚀作用外，海洋中其它部位均以沉积作用为主。

## 第三节 海洋的剥蚀作用

海洋的剥蚀作用简称海蚀作用，是海水的机械、化学和生物动力对海岸和海底岩石的破坏作用。其中以机械动力的破坏最为强劲。机械动力中又以海浪（包括风暴浪）及潮汐持久和连续不断的作用而使岩石的破坏最为显著。其它动力在不同海区也有不同程度的表现。海浪和潮汐的破坏作用主要发生在基岩海岸。

### 一、基岩海岸的剥蚀作用

除了可溶性岩石组成的海岸，有海水的化学溶蚀作用参与外，基岩海底剥蚀的动力主要是海浪和潮汐。

#### （一）剥蚀方式

潮汐使海面涨落，制约了海蚀作用的范围。海浪对岩石的破坏方式有冲蚀和磨蚀两种。

冲蚀：海水自身的动力拍打冲击破坏岩石。海浪冲击岩石过程中它会使岩石裂缝中的空气受压缩，从而对岩石的破坏性更大；海浪能搅起海底泥沙，经潮流搬运，对松散沉积物的海岸起破坏作用。

磨蚀：海浪搅起的泥沙、石块对海岸、海底岩石的摩擦、碰撞、使岩石破坏。

#### （二）剥蚀过程与结果

基岩海底的剥蚀作用由于潮汐作用海面涨落而受一定的制约。在高潮线和低潮线位置上，由于涨、落处于转折期，海面停留时间相对较长，因此剥蚀作

用相对强些。高潮线附近涨潮流与海浪前进方向一致，二者力量叠加，所以岩石受破坏的程度强于潮间带的其它地带。海蚀作用首先使高潮线上下的岩石破



图 9—14　北戴河金山嘴伟晶岩海蚀凹槽[50]

坏最明显，出现海蚀凹槽（图 9—14）。海蚀凹槽发育于高潮线附近，沿海岸线分布，长度较大，当发育到一定程度，深度大于高度，且深度大到凹槽顶部悬空的岩石失去支撑时，凹槽坍塌，海岸出现陡峻的岩壁——海蚀崖。海蚀作用持续进行，海蚀崖底部出现新的海蚀凹槽。海蚀凹槽扩大又坍塌，出现新的海蚀崖，周而复始，海蚀崖节节后退，其前方出现微微向海倾斜的基岩平台——波切台（图9—15）。波切台处于潮间带，涨潮时被水淹没，落潮时露




图9—15　波切台、海蚀阶地和海蚀柱

出海面。波切台上有时堆积有海岸破坏过程中垮落的石块和涨潮时海水带来的各种生物介壳，正在发育中的波切台这些物质会被冲刷搬运走。当波切台继续不断扩大，涨潮时海水经过平缓波切台，能量大大消耗，到达海蚀崖底部能量几乎全部耗尽时，基岩海岸的海蚀作用暂时停止，此时基岩海岸横剖面达到暂时平衡状态。当波切台上陆续有泥沙石块和生物介壳时，剥蚀作用将减弱，直到停止。

基岩海岸的岬角地带，海浪的折射造成岬角两侧同时遭受海浪冲蚀和磨蚀，出现海蚀洞，两侧海蚀洞同时不断发育，扩大相通出现海穹（图9—16），海穹顶部垮落，可形成形态各异的海蚀柱（图9—15）。



图9—16　海穹（叶俊林摄于北戴河金山咀）

当海面位置发生变化时（海面位置变化一般由地壳升或降引起，亦可由气候变化，如第四纪冰期、间冰期时地球上的水大量被冻结或融化造成），位于潮间带的海蚀地形位置也随之变化。当地壳上升（或海面下降时）波切台与海蚀凹槽都将高出于现代高潮面。高出于现代高潮面的波切台，称为海蚀阶地（或古波切台）。图9—15是厦门海岸有郑成功塑像的一处岬角地带，郑成功塑像就建立在海蚀阶地上。图内海蚀柱位于现代波切台上。图9—17是广东省七星岗的古海蚀凹槽，因地壳上升它已完全位于陆地之上。

基岩海岸的剥蚀过程、速度和最终形成的各种地形形态、规模还受基岩岩性包括岩石成分、结构构造和裂隙发育特点（发育程度裂隙分布方向等）的影响。例如，岩石成分不均一，抗风化与海蚀的能力不同，可形成蜂窝状海蚀穴；水平层理或裂隙促使海蚀凹槽的发育；垂直裂隙控制海蚀洞的形态等等。基岩海岸各种奇姿异态的微地貌形态，就是由各种因素制约，由海浪雕塑而成，是大海迷人所在之一（图9—18）。这些奇特地形的形成除以基岩海岸剥蚀作用为主外，一般还有风化作用和风的地质作用相伴。另外基岩海岸的岩石



图 9—17　广东七星岗古海蚀凹槽

若是可溶性的碳酸盐组成的，那么剥蚀地形还有地下水的溶蚀作用参与，形成的剥蚀地形地上地下犬牙交错，难以名状。



图 9—18　多姿的岩岸剥蚀地形

## 二、浅海、半深海和深海的剥蚀作用

近几十年来对海底的调查发现，潮流风暴流通过浅海底大陆架地形狭窄的地方，形成有深浅不同的槽形谷，它们垂直海岸线分布；在半深海大陆坡上分布着下切深度达数百至数千米的“V”形峡谷，大多数学者认为是浊流侵蚀造成的；在深海海底强海流可冲刷沉积物，并在构造成因的沟谷中留下冲刷痕迹。

## 第四节　海洋的搬运作用

海洋搬运作用的方式与地面流水的相似，分机械搬运和化学搬运两类，其中机械搬运方式又分悬运、跃移和滚动。机械搬运物主要是砾石、砂、粉砂和泥质。海洋中粉砂、泥质一般是悬运，砂以跃移为主，砾石主要是以滚动方式被搬运，即使在风暴流中砾石也难悬浮。化学搬运物有溶解于水的 Na、K、Ca、Mg、Cl、S 等离子或化合物，以及 Fe、Mn、Al、Si 等胶体。机械搬运和化学搬运过程中搬运物也都具有分选作用（机械分异作用和化学分异作用），只是在诸多因素影响下分选效果很不相同。

海洋搬运作用的动力有进流、退流、沿岸流、潮流、洋流、风暴流和浊流等等。各种动力分别在不同的海洋环境中发挥各自的作用。

### 一、进流、退流和沿岸流的搬运作用

进流、退流和沿岸流仅在海岸带分布，是海浪近岸破碎后形成，以机械搬运为主。海浪搅起的泥沙，被进流向垂直海岸线方向带至潮间带，涨潮时可搬至高潮线附近，粗粒的（一般粗砂、介壳等）留在高潮线附近，细粒的被底流带回海水中。这种垂直海岸线方向的搬运作用称为横向搬运。而沿岸流的搬运作用是沿海岸线进行的，这称为纵向搬运。实际上进流、退流和沿岸流三者常同时存在，因此在海岸带碎屑都是沿“S”形路线被搬运的（图 9－6）。进流、退流和沿岸流的搬运速度和搬运力取决于海浪强度和海岸地形。进流、退流和沿岸流在搬运过程中，碎屑物有明显的分选作用、磨圆作用和磨细作用。一般情况下海岸带由陆向海碎屑物由粗变细，由于海浪前进方向随风向而变，碎屑物特别是砾石随搬运方向变化而来回左右滚动，致使滨海砾石的球度一般高于河床中的砾石，磨圆度也可达到极好的级别，如山东蓬莱北长岛的滨海砾石均为坚硬的硅质岩石，且磨圆度极好。

### 二、潮流和洋流的搬运作用

潮流的搬运作用也以机械搬运为主，主要发生在滨海和浅海区。在海岸带海浪搅起的泥沙主要由潮流搬运，来回于滨海和浅海之间。但在以潮汐作用为主的低波能海岸带，潮流主要能将泥质搬至潮间带，并沉积下来形成潮坪。

洋流的搬运作用主要发生在半深海和深海的广大海域中。此海域远离陆地，海水中只有悬浮的泥质（局部有粉砂）、化学物质和有机物质。许多地方发现有强底流，流速 4～40 cm/s，如南极附近海底 1 800～5 500 m 存在向北流

动的深部底流，这些底流搬运粉砂和黏土，且在沉积物表面留有波痕、冲刷痕等。洋流可将深海区域的化学物质和有机物质带向浅海。如浅海中沉积的磷质岩石，其中磷是由洋流从深海区域带来的。

### 三、浊流和风暴流的搬运作用

浊流发育于大陆坡上，因大陆坡坡度大，故搬运速度快，搬运力极大，且搬运距离可由几十千米至几千千米。搬运过程中碎屑物悬浮，粗粒的、密度大的集中在头部；细粒的密度小的分布其后（尾部）。搬运过程中具有分选作用。

风暴流的搬运作用限于浅海与滨海。风暴流也是一种密度流，搬运力大。其向岸的搬运力大于离岸的搬运力。风暴流中悬浮的泥沙在搬运过程中亦可具一定的分选作用；一般是粗砂在下，细砂在上。海底沉积物受风暴流扰动而变形。

## 第五节 海洋的沉积作用

海洋是地球表面最大、最终的沉积场所。不同海区海水物理、化学和生物动力不同；沉积物来源不同。沉积物类型与沉积方式也都有明显的差异。

海洋沉积物从来源考虑基本分为它生和自生两类。它生的主要指各种碎屑物（砾、砂、粉砂和泥）；自生的主要指各种化学物和生物。

碎屑物：主要来自陆地，由陆地风化、地面流水、地下水、冰川和风等破坏作用产生的产物，它们主要经河流被带入海洋。每年经河流带入海洋的碎屑物约200多亿吨，占进入海洋碎屑物总量的95%。例如，仅黄河每年入海的泥沙量就达16亿吨之多。其次是海岸受侵蚀后崩塌形成的碎屑物。全世界海岸线长约450 800 km，其中约一半是基岩海岸。还有冰碛物和风运物。南极周围因冰山消融后有冰碛物沉积；大西洋底发现有撒哈拉大沙漠的沙。

化学物：海水中有$5\times10^{16}$ t的化学元素。它们以离子、化合物或胶体形式存在，其中一部分来自陆地，每年经河流入海的溶解盐约5.5亿吨；另一部分来自海底火山喷发和生物新陈代谢的产物。这些化学物质在海洋中，经化学、生物化学作用沉积形成新的矿物，并且构成新的岩石。它们被归为自生沉积物。

生物：主要是海洋自生的，现代的海洋和陆地每年可提供几百亿吨有机碳，河流每年带入的仅1～5亿吨。浅海的生物量最多，不同海区生物种类各异，滨海区以介壳、穴居生物为主；浅海区主要是游泳生物、底栖生物和藻类；半深海和深海区以浮游生物和菌类等微生物为主。

不同类型沉积物的沉积方式有所不同。

碎屑物的沉积方式是机械堆积。海水中经过各种水流搬运作用的沉积碎屑物其分选性、磨圆度都可达到最佳级别，碎屑物的成分也可以抗风化、剥蚀能力强的石英、硅质岩等为主。

化学物的沉积方式有过饱和、胶体凝聚、生物浓集等。

过饱和方式　呈真溶液状态的化合物如 K、Na、Ca、Mg 等元素的化合物在海水中可以过饱和方式发生沉淀，但海水在正常条件下，这些化合物难以过饱和。因此过饱和方式往往是在影响海水化学动力因素如海水的 pH 值、*Eh* 值、温度、压力等以及 $CO_2$ 含量变化和生物的作用下才可能发生。

胶体凝聚方式　呈胶体状态的化合物如 Al、Fe、Mn、Si 和黏土等化合物，它们分别带正、负电性，当与海水中正、负离子相互吸附，或者同种胶体含量多时也会发生凝聚。其中黏土在海洋中数量多，分布广，它带负电性，在海水中往往可大量吸附各种阳离子，使某些微量元素富集。

生物浓集方式　生物新陈代谢过程吸收生命所需元素而使某些元素富集。最普遍的是各种生物礁浓集了大量 $CaCO_3$；硅藻和放射虫浓集了大量 $SiO_2$；磷质生物浓集 Ca 和 P。海洋中许多菌藻类生物可浓集金属元素。如某些菌藻类 Au 的浓度可以是周围海水的 830 倍，Cu 可以富集到 3 700 倍，Fe 可以浓集到 7 000倍。有的微生物还能吸收放射性元素 U。

## 一、滨海的沉积作用

滨海区以碎屑沉积为主。水动力主要是海浪和潮汐。由于水动力条件、物质来源、所处地形位置等因素的差异，可形成海滩、沿岸沙堤和沙坝、沙咀和连岛沙坝等沉积地形。

### （一）海滩

海滩是滨海区最主要的沉积地形，位于前滨。按组成其碎屑物种类分为砾滩、沙滩和泥滩。

#### 1. 砾滩

砾滩多数分布于基岩海岸，特别是岬角附近或山区河流河口两侧的海岸地带。分布位置不同，砾石来源不同。砾石的特点也有差异。

⑴ 基岩海岸附近的砾滩　砾石主要来自海岸崩塌，经海浪、潮汐作用磨蚀而成。砾石的成分与基岩海岸岩性一致。分选性和磨圆度随砾滩的成熟度，即砾滩形成后经历海浪和潮汐作用时间而异。砾滩形成时间越长即成熟度越高，砾石的分选性好（即大小相近），磨圆度好（圆—次圆）。如图 9－19 是青岛市海岸的一处砾滩，砾石排列平行海岸线，且倾向于大海。

⑵ 山区河流河口两侧的砾滩　砾石主要来自近大海的山区河流，山区河



图 9－19　砾滩（叶俊林摄于青岛）

流因地形坡度大，河流流速快，动能大。海岸离河流发源地和上游比较近，所以有粗碎屑——砾石带至河口。此类砾石成分比较复杂。如位于长城起点老龙头西侧的大石河河口附近的砾石，其成分有河流中、上游流域内分布的安山岩、火山碎屑岩、石灰岩、砂岩等等。砾石大小相近分选好，磨圆几乎均为圆状。

2. 沙滩

沙滩是海滩中分布最广的沉积地形。主要由进流和退流反复将沙粒搬运（剥蚀）和沉积而成。总体向海倾斜，坡度一般仅几度。坡度大沙滩宽度小，坡度小沙滩宽度大，即沙滩发育好。如河北省南戴河的黄金海岸，沙滩可宽达数十至上百米。沙滩附近的陆地上，由于海风的作用沙丘十分发育。沙滩地形也常不是完全平坦的，涨潮时，进流带来的粗粒碎屑物沉积在高潮线附近，因此沙滩上形成有滩脊。由于高潮线位置的变化，滩脊可被破坏，也可保留有多道。图 9－20 是厦门一处沙滩。远处是小金门岛，沙滩滩脊之间的槽沟残留有海水。



图 9－20　沙滩

组成沙滩的沙粒一般分选性好，成分较单一，以石英、长石为主，含生物贝壳碎粒。成熟度高的沙滩，沙粒成分可以石英为主。当石英含量高达 90% 以上时，可作为石英砂矿开采。沙粒中常含有用的矿物，如金刚石、金、锆石、独居石、铂等。南非和纳米比亚的金刚石砂矿，美国阿拉斯加的砂金都是世界有名的。由于颗粒细小，以及磨蚀过程中破裂等原因，沙的磨圆度不一定总是好的。沙滩的表面常留下不对称波痕。图 9－21 是秦皇岛山东堡附近的沙滩。沙滩向海倾斜3～4 度，退潮时宽约 20～30 m，滩面上有槽沟和不对称波痕。远处是海，可见波痕的缓坡倾向大海。沙滩常可作为天然的海水浴场。夏季吸引了无数游客到此度假。



图 9－21　秦皇岛山东堡附近沙滩及不对称波痕

3. 泥滩

泥滩是以潮汐作用为主形成的。河流带入海洋的大量粉砂和黏土，在涨潮时由潮流带至平缓的前滨（潮间带）或海湾处沉积形成泥滩。海岸带（包括河口湾）以潮汐作用为主的被潮道和潮沟切割的平缓地带，统称为潮坪。泥滩是潮坪中的主要成员。以潮汐作用为主的沉积地形，其沉积物分布与沙滩有所不同，泥滩滩面由高向低，由黏土、粉砂为主，向海过渡为砂。

砾滩、沙滩分布的海岸带，海浪作用强于泥滩分布的地带。如舟山群岛中的普陀岛的东侧海岸向海波能较大，以沙滩为主，基岩海岸附近有砾滩；西侧海岸向陆，波能小，长江带入海中的粉砂、黏土被潮汐作用搬运至此沉积，泥滩十分发育。

（二）沿岸沙堤和沙坝

沙堤和沙坝主要与沙滩相伴而生，沿岸沙堤位于沙滩高处与后滨相邻；沙坝位于沙滩低处，低潮线内外。它们也都主要是进流和退流使泥沙横向运动形成的。

1. 沿岸沙堤

处于前滨和后滨交界处，也是海岸带高潮线所在地带。平行海岸分布，由进流带来的粗碎屑物沉积而成。沉积物以粗—中砂为主。当局部以砾石或贝壳为主时，可称为砾石堤或贝壳堤。图9—20中有砾石分布处即沿岸堤所在。组成沿岸堤的砂层可具双向交错层理。当海岸线向海推进时，高潮线位置向海移动，即会形成新的沿岸沙堤。原来的沿岸沙堤变为古沿岸沙堤，它是海岸线变迁的标志。

2. 沙坝

沙坝平行海岸断续分布，高度不大，一般退潮时露出海面。有的位于水下，称为水下沙坝。主要是底流带回海中泥沙与前进海浪相遇沉积而成。海浪向岸推进过程中若遇水下沙坝，因水浅，海浪破碎。因此在沙质海岸边，一道道白色破浪带出现的地方，可推测水下有沙坝分布。

(三) 沙嘴和连岛沙坝

沙嘴和连岛沙坝都是沿岸流造成的沙以纵向运动为主形成的沉积地形。

1. 沙嘴

沙嘴是一端与岸相连，一端伸入海中的垅岗状地形（图9—22和图9—23）。它是由沿岸流流至海湾，水域开阔，流速下降，沙顺沿岸流方向沉积而成。由

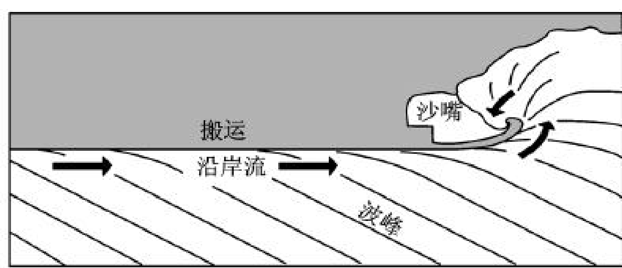



图9—22 沙嘴

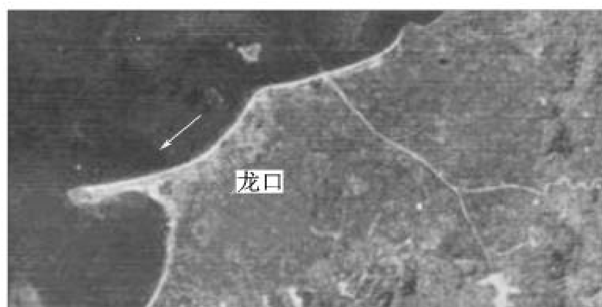



图9—23 山东龙口附近的沙嘴（卫星照片）
箭头所指为沿岸流方向

与岸相连处至沙嘴尾，沙粒由粗变细。由于受海浪作用的影响，沙嘴尾部向陆弯曲。沙嘴进一步发育，或与沙坝相连，使沙嘴沙坝向陆一侧的部分海域或海湾与大海呈半隔绝状态，这部分海域即为䙰湖。图9—24是山东半岛沙嘴和沙坝阻隔一部分海域，形成䙰湖的实例。图中a是莱州湾的东侧海岸，岬—湾相间，沙坝、沙嘴和䙰湖发育，其中刁龙嘴的沙嘴尤为典型。图中b可见月湖䙰湖由沙坝和沙嘴相连而成。

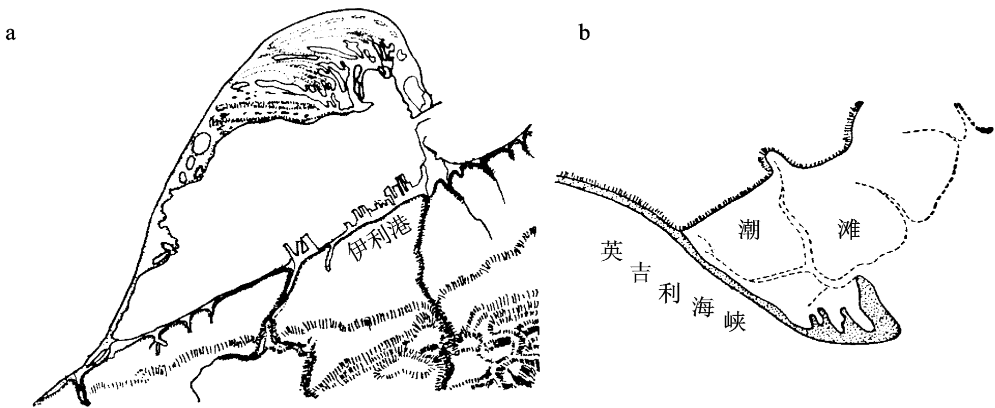



图9—24　沙坝、沙嘴和䙰湖[80]

### 2. 连岛沙坝

连岛沙坝位于岛屿和陆地之间（图9—25），此处海域因岛屿阻隔了向岸推进的海浪而成为波影区。波影区因波能减弱，沿岸流带来的泥沙在此沉积。

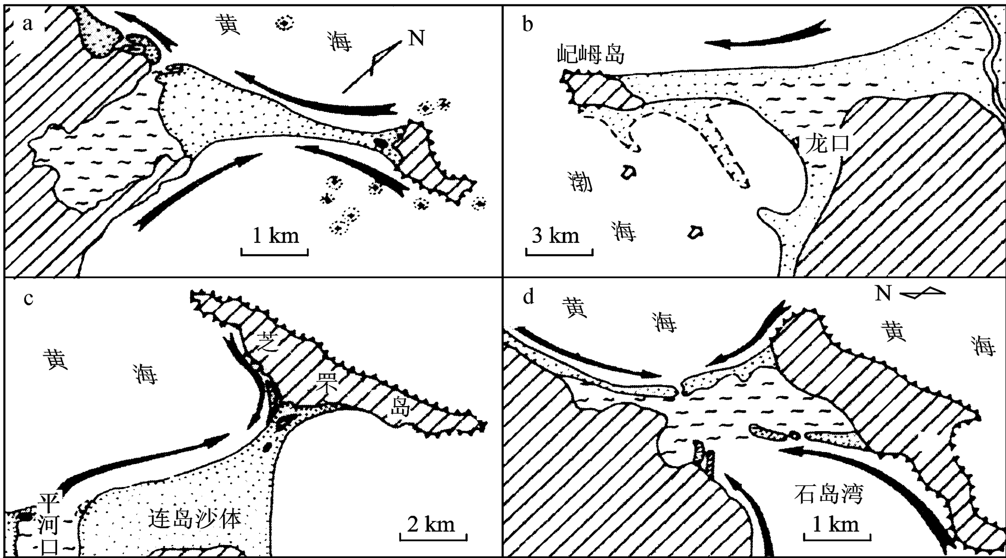



图9—25　连岛沙坝（图例见图9—24）

图 9－25d 反映了连岛沙坝形成过程，由沿陆地海岸和岛屿两侧的沿岸流首先形成沙嘴。可以看出连岛沙坝由沙嘴发育相连、扩大而成。图 9－25c 是山东烟台北芝罘岛与陆地之间形成的一条世界著名的连岛沙坝。沙坝长 7.5 km，面积约 20 $km^2$。沙坝的近岸段宽度大，继续发育将成为连岛沙洲，芝罘岛也将随之完全成为陆地的一部分。沙坝、沙嘴和连岛沙坝的形态受海浪强度与方向、所处水下及沿岸地形等控制。如北戴河海滨区老虎石有一长 90 余米，宽 10 余米的小型连岛沙坝 (图 9－26)，因老虎石 (为一小岛) 东端尾部礁石对海浪的阻挡，使连岛沙坝坝体两侧斜坡不对称，东侧波能小，坡度也比西侧缓一些。



图9－26 老虎石连岛沙坝[50]

a 面朝大陆 b 面朝大海

滨海区的机械剥蚀和沉积作用共同塑造着海岸带的地形，总的趋势是弯曲、陡峻的海岸趋向平直和平缓发展。

## 二、浅海的沉积作用

浅海是离陆地最近的，终年有水的海域。陆源的碎屑物、化学物和有机质大部分沉积在浅海中，浅海自身也生产化学及生物物质，浅海是沉积作用最发育的海域。

### (一) 浅海的碎屑沉积作用

浅海的碎屑沉积作用在内陆架海域和外陆架海域有所差异。

内陆架海域受海浪影响大，海底沉积物可随海浪运动来回移动，可留有对称波痕。潮流和风暴流搬运泥沙，并随其沿水流方向动能的减弱而发生沉积。沉积物分选性好，成层性明显。

经调查发现，世界上大部分外陆架海域的碎屑沉积物颗粒较内陆架海域

粗。图9－27为我国东海海域碎屑物分布状况。内陆架海域以粉砂及粉砂质泥的沉积物为主；外陆架海域以砾石、砂为主。正常情况应是粗碎屑物近岸分布，随着远离海岸碎屑物颗粒应变小。经研究外陆架海域碎屑沉积物是在滨海环境下形成的，是现代浅海形成前的沉积物。这种与现代浅海环境不相对应的沉积，称为残留沉积。有人认为，第四纪冰期时海面下降，现今的外陆架海域当时正处于滨海环境，冰期过后，海面上升，至今外陆架海域的沉积物还未能将其覆盖。但残留沉积已受冰期后海侵时海水的冲刷，以及现代生物化学作用的改造，有一定变化。

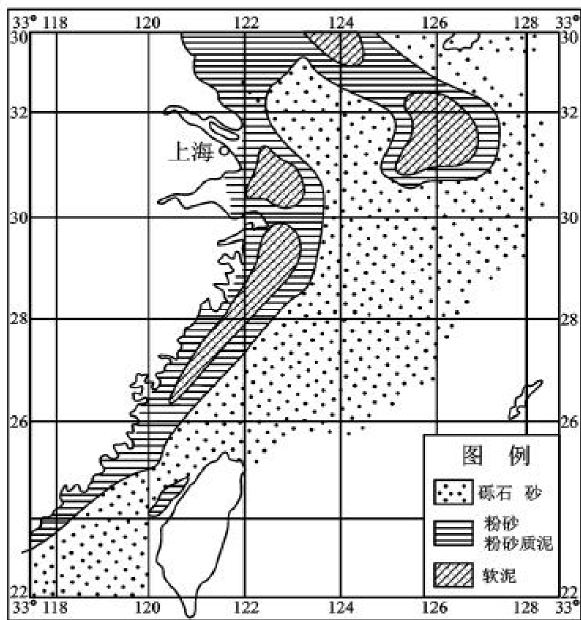



图9－27 东海大陆架沉积物分布略图[62]

（二） 浅海的化学沉积作用

经近代研究发现，浅海的化学沉积物绝大多数是由生物特别是微生物的参与形成的，严格地说，都是生物化学作用的产物。

浅海的化学沉积物主要有碳酸盐类（以 $CaCO_3$ 为主）、铁、锰、铝的氧化物和氢氧化物、硅质、磷质、绿泥石等沉积物。

1. 碳酸盐沉积

现代浅海中碳酸盐沉积主要是 $CaCO_3$ 的沉积，在加勒比海、波斯湾、澳大利亚西海岸和我国南海等局部热带海域较发育。$CaCO_3$ 的沉积需要热带气候及大量 $CaCO_3$ 物质的来源。但更重要的因素是微生物的参与。细菌死亡后产生的 $NH_3 \cdot H_2O$ 和浅海藻类光合作用大量消耗水中 $CO_2$。这两者都使海水的 pH 值升

高，有利于 $CaCO_3$ 的沉淀。$CaCO_3$ 沉积物成岩后即为石灰岩。

地质历史时期浅海环境形成的石灰岩广泛分布于地表，石灰岩分布的面积约占地表沉积岩的 10% 以上。石灰岩是石灰和水泥的主要原料。它的重要性更在于，它是良好的石油和储油岩。石灰岩中蕴藏着世界近 1/2 的石油（其中包含生物礁形成的石灰岩）。

2. 铝和铁质的沉积

铝和铁由于溶解度较小，它们往往在近岸的滨海和浅海中均可发生沉积。形成的岩石称为铝质岩和铁质岩。

(1) 铝质岩　铝质岩是 $Al_2O_3$ 含量多于 $SiO_2$ 含量的沉积岩，它几乎都与风化作用有关。原岩风化后一部分 $Al_2O_3$ 残留在原地形成残积型铝质岩；另一部分可被地面流水搬运到海洋中，形成沉积型铝质岩。搬运距离一般不长（几十千米以内）。有的沉积型铝质岩和残积型铝质岩可连续分布，它们之间没有截然的界线。当铝质岩中 $Al_2O_3$ 的含量大于 40%，$Al_2O_3 : SiO_2 \geq 2:1$ 时，则为铝土矿。铝土矿是提炼铝的原料。

(2) 铁质岩　一般含 Fe 不少于 15%的沉积岩，铁质部分来自于陆地风化产物。但地质历史时期存在着大量的铁质岩，有的含铁量很高可作铁矿开采。世界上 90%的铁矿都是沉积型的。海水中如此多的铁，有人认为，还可能来自火山喷发。据研究，铁的沉积也是有铁细菌的参与而成的。但铁质岩的成因至今仍有很大争议。

3. 硅质沉积

浅海中的硅质有三个来源：一是陆地上原岩风化后形成的 $SiO_2 \cdot nH_2O$（蛋白石），它们呈胶体状态被搬运到浅海中，由胶体凝聚方式沉淀，但因数量不多，往往呈团块状、透镜状等夹杂在 $CaCO_3$ 或泥沙等沉积物中；二是来自底火山喷发。海底热水可溶解较多的 $SiO_2$，当温度下降后 $SiO_2$ 发生沉淀；三是硅质藻类。硅藻具有惊人的富集硅的能力，有强大的生命力和繁殖力。不同气候带的海水，甚至淡水中均可生存。我国震旦纪大量硅质岩就是与浅海底栖的型硅质藻类有关。

4. 磷质沉积

磷主要来自海洋生物。海洋生物死亡后，尸体下沉至深部，磷富集在 500～1 500 m 的海水中。它们被上升洋流带到浅海，为磷质浮游生物提供食物来源，使其大面积繁茂，这些浮游生物死亡后又为浅海带来更多的磷质。在浅海较偏碱性和还原条件下磷质与其它沉积物（$CaCO_3$、泥沙等）一起沉积成岩。当其中 $P_2O_5$ 含量介于 7.8% 和 19.5% 之间时称为磷质岩。$P_2O_5$ 含量大于 19.5%时则称为磷块岩。磷块岩是农业上磷肥的原料。我国南方沉积型磷矿较多，如贵州、湖北等地。而北方至今没有发现。

5. 海绿石的沉积

海绿石是一种有着使人过目不忘的（较特殊的）绿色泥球状矿物。主要是在浅海中铁、铝、硅和黏土胶体吸附钾离子形成的，可以说是浅海自生的标志矿物。它可被潮流、海流或浊流带到大陆坡，甚至深海底。海绿石往往与沙或泥一块沉积。海绿石含量高时，可作为钾肥使用。

（三）浅海生物沉积作用

浅海生物沉积仅指主要由原地生物遗体、遗迹及其相关产物形成的沉积。经过复合作用或生物化学方式形成的沉积物已归入化学沉积作用中。浅海中最主要的生物沉积物是珊瑚礁。

珊瑚礁由珊瑚骨骼为主体，并有附生在礁石上的具石灰质介壳的藻类共同组成。

珊瑚是一种海生腔肠动物，生存在30° N～25° S的热带浅海海域。水深由低潮线至60 m的深度上。海水清澈，因为光照好珊瑚生长快，光亮中比黑暗中珊瑚生长快2～14倍；海水温度20～25℃、含盐度35 ‰左右为宜；海水流通性好能提供营养丰富的清洁海水也是珊瑚生长的重要条件，在泥沙多的河口三角洲地带，珊瑚不发育。

根据珊瑚礁形态与分布特点，常见的有三种类型：岸礁、堡礁和环礁。

1. 岸礁

沿陡峻海岸断续分布，又称裙礁（图9－28）。它与海岸之间有一狭窄水道相隔，在海岸突出部分宽度最大，在河口三角洲无岸礁分布。涨潮时可被海水淹没。落潮时露出水面。




图9－28 裙礁（岸礁）

2. 堡礁

分布于滨外（低潮面以下）。平行海岸分布，与海底之间为舰湖所隔（图9－29）。堡礁也被称为障壁岛。堡礁发育地带海岸地形较平缓，所以离岸远。

关于堡礁的成因大致有以下5种：

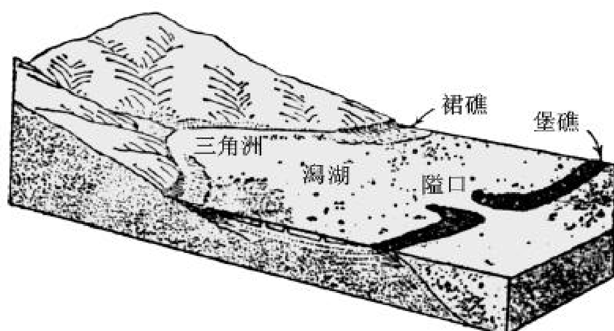



图 9—29　堡礁

⑴　礁体发育在岛屿周围，岛屿地壳下沉，使其远离海岸形成，即“下沉理论”。

⑵　礁体发育在台地或阶地边缘。

⑶　礁体生长在大陆架边缘之上，如澳大利亚大堡礁长 2 000 km，宽 19.2～240 km，是世界上最大的堡礁。

⑷　礁体发育在断层上升盘。

⑸　礁体发育在水下沙坝之上。

3. 环礁

大致为圆环状，中间是潟湖（图 9—30 *D*）环礁分布在大洋及宽阔的浅海中。现代世界上最大的环礁位于太平洋马绍尔群岛附近海域，礁长 283 km，中间围着一个面积达 2 850 $km^2$ 的潟湖。关于环礁的形成，最流行的也是“下沉理论”。图 9—30 中 *A*、*B*、*C* 为火山岛周围珊瑚礁随地壳下沉由裙礁—堡礁—环礁的过程。

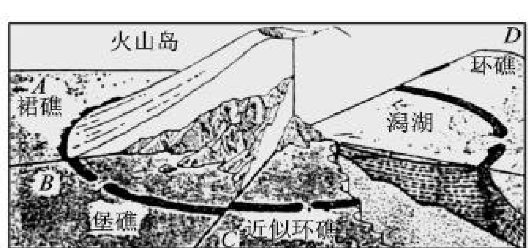



图 9—30　环礁的形成过程

## 三、半深海的沉积作用

半深海水深 200～2 000 m，位于大陆坡之上，远离陆地。陆源物质大多在浅海沉积，能被带至半深海的是黏土、粉砂等细粒碎屑物质，大陆坡上浊流发育，浊流携带河口区及大陆架上的碎屑物大部分搬至海底峡谷出口处深海底沉

积，少部分也局限于海低峡谷中，半深海自生物质有浮游生物和海底火山喷发物，但分布并不广。半深海中分布最广的是蓝色软泥，其次是红色和绿色软泥。

蓝色软泥　由含黄铁矿及生物碎屑的黏土和粉砂组成。呈浅蓝至深蓝和蓝黑色。有硫化氢味，蓝色软泥的特征反映其形成于还原环境。海流并不活跃。

红色软泥　主要分布在湿热气候带大河河口外的半深海海域。红色黏土来自陆地上红土型风化壳。

绿色软泥　因含海绿石而成绿色。主要分布在陆架边缘与大陆坡交界处。分布有限。

## 四、深海的沉积作用

深海水深大于2 000 m。由于远离陆地，沉积物来源远不如浅海。沉积物主要是泥质和化学、生物物质，沉积速率小，约每千年几毫米。

从图9－31大洋沉积物的主要类型与分布图上可看出，深海中分布最广的沉积物是钙质沉积（钙质软泥）和硅质沉积（硅质软泥），其次是远洋黏土（大洋黏土），还有陆源沉积物（包括冰川沉积物、风运物、浊积物等）。20世纪70年代以来在深海底陆续发现了锰结核、富钴结壳和海底热液硫化物等多金属矿产。

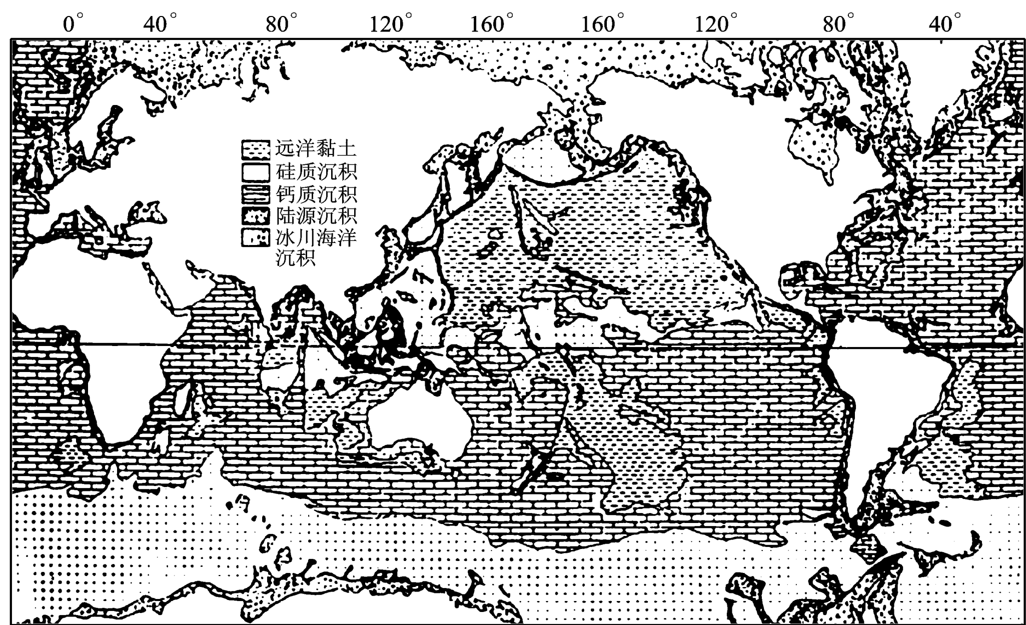



图9－31　大洋沉积物的主要类型及分布

（一）生物软泥

由有机化合物与黏土组成。有机化合物一般超过50%。不同海区生物成分不同，可分为钙质软泥和硅质软泥，其中又以钙质软泥分布最广。

1. 钙质软泥

生物物质超过65%主要是具碳酸盐介壳的抱球虫、翼足虫和颗石藻等。其中某一种含量超过30%时可称为抱球虫软泥、翼足虫软泥或颗石藻软泥等。钙质软泥主要分布于太平洋、大西洋和印度洋的热带、亚热带水深≤3 500～4 000 m的深海底。沉积速率1～3 cm/ka。

2. 硅质软泥

生物物质主要是由硅质浮游生物放射虫和硅藻组成。其硅质含量大于30%。放射虫软泥分布范围小，主要在太平洋中部横穿赤道，宽约200 km，水深4 600 m的深海海底。硅藻软泥分布在南太平洋60°S附近，宽1 500 km的冰碛物外围地带。

（二）远洋（大洋）黏土

褐色，有人称红或褐色黏土，其中50%～70%是黏土，其余成分较杂，有火山灰、自生Fe、Mn氧化物和氢氧化物、宇宙尘埃。黏土主要来自陆地和海底火山喷发蚀变后产物。大洋黏土主要分布在太平洋（占太平洋面积的49.1%）。其次大西洋西部和印度洋东部。沉积速率小于1 cm/ka。表层有大量锰结核分布。

（三）陆源碎屑物

有浊积物、冰碛物、风运物等。

1. 浊积物

分布在大陆坡海底峡谷出口外水深2 000～5 000 m深海底，形成扇状地形——深海扇。浊积物由陆源碎屑物组成，可含海绿石、珊瑚礁、介壳等生物碎片。碎屑以砂与粉砂级为主，分选好、具层理。一次浊流堆积形成的堆积体——浊积层为透镜状夹杂在生物软泥等深海沉积物中。浊积层也是储存石油的有利场所。

2. 海水冰碛物

主要分布在南极大陆周围的深海中。它是由大陆冰川流动到陆地边缘断裂形成的冰山消融后，所挟带的碎屑冰碛物沉积而成，故特点与陆地冰碛物相似。随着远离陆地，为硅质软泥所替代。

3. 风运物

大风暴来临时可悬浮起上亿吨粉砂、细砂，随风飘移至大洋中沉积的沉积物，如大西洋底发现有撒哈拉大沙漠的沙粒。

### （四）深海底多金属矿产

#### 1. 锰结核

主要分布在太平洋水深 4 000～6 000 m 褐色大洋黏土表层，半埋藏型。据调查，在太平洋 $1800\times10^4$ $km^2$ 范围内，在褐色大洋黏土表层 1 m 之间就有 17 600亿吨锰结核，占锰结核总储量的 56.7%。锰结核黑褐色团块状。团块直径一般 8～10 cm，在菲律宾以东太平洋底曾发现一个直径 1 m，重达 850 kg 的锰结核。团块内部为成层的同心圆状结构，结核核心为珊瑚或贝壳、鱼骨、鱼牙等。近几年来研究表明，锰结核由内向外生长分二至三层。内部约在 40 Ma 前就开始生长了，而表层至今还在生长。锰结核中含 Mn、Fe、Ni、Co、Mo、Pt、As、Hg 等元素组成的矿物。其中 Mn 含量最高，大约为 25%，Fe 14%、Co 0.4%、Ni 1.9%、Cu 0.5%。Mn、Co、Ni、Cu 都达到了工业开采要求的含量（品位）。粗略统计，锰结核可提供 Mn 4 000 亿吨，Ni 164 亿吨，Cu 88 亿吨，Co 58 亿吨，是陆地上储藏量的几十至几百倍。在电子显微镜下还发现锰结核内含有大量微生物化石，关于锰结核的成因至今还是个谜，但倾向于锰等金属元素来源于海底火山喷发，微生物参与了 Mn 等金属元素的化学沉积作用。

#### 2. 富钴结壳

20 世纪 80 年代，海底调查发现。钴是生产高能电池必需的金属元素，又是航天航空器发动机喷气装置所需高温材料的重要元素，富钴结壳主要由铁和锰的氧化物构成，含 Co、Cu、Ni、Pb、Pt、Ag、Ti、Ce 等元素。其中含 Co 0.5%～1.8%，有的高达 2%。富钴结壳主要分布在太平洋海山区（太平洋西部更为集中。我国南海和日本都有分布）水深 1 000～3 000 m 的海底岩石或岩屑表面（尤以 2 000～2 500 m 为多），呈不规则球状、块状、瘤壳状等。壳厚一般 1～6 cm，最厚可达 15 cm 以上。1999 年我国曾在太平洋调查中获得过一块重达 68 kg，长 60 cm、宽 40 cm、厚 20 cm 的富钴结壳。2002 年又获比此还大的样品。对其成因研究还不足。从其分布等特点看，富钴结壳的物质来源于火山活动。火山作用产生的大量含矿热液进入海水，火山沉积岩中的成矿组分也可经海水淋滤而析出。

#### 3. 海底热液硫化物

主要分布在红海中央裂谷和太平洋中脊裂谷带水深 2 000～3 000 m 的洋脊。它的形成与裂谷带热液活动有关。有人认为是海水沿裂谷带的张性断裂下渗，被沿裂谷上升的熔岩（火山液态喷出物）加热到 350～400 ℃，又从玄武岩中淋滤出大量多金属元素，随玄武岩熔浆一起喷出，遇海水冷却，导致 Fe、Cu、S、Zn 等硫化物及 Ca、Mg 硫酸盐快速沉淀。在红海多金属硫化物分布在 10 m 厚的黏土沉积物中，故又称多金属软泥。据估算，含 Zn 5 000 万吨、

Cu 106万吨、Ag 4 500 吨、Au 45 吨，是大型的铜锌矿床。在太平洋中脊上金属硫化物呈小丘、烟囱或锥状体成群出现，与现代或古代热液喷口相伴生。

根据《联合国海洋公约》规定，沿海国家拥有 12 海里领海和 200 海里的专属经济区为管辖海域。国家管辖以外的海域为国际海域。国际海域的矿产和生物资源是全人类共同继承的财产。20 世纪 70—80 年代大量发现了海底金属矿产后，美国等一些发达国家已开始开采。我国 1998 年底在太平洋锰结核富集的海域圈定了 $7.5\times10^4$ $km^2$ 的靶区。但由于锰结核分布在远离大陆水深超过 4 000 m的深海底，开采利用它必须解决造船、运输、导航等等一系列技术问题，我国有望21 世纪 20 年代后能进行商业开采。富钴结壳分布的海域水浅一些 (1 000～3 000 m)，且我国南海就有分布，估计可早日利用。

## 思考题



1. 海洋如何分区？滨海和海岸带的范围有什么不同？
2. 海蚀凹槽最发育在什么部位？它的形态有什么特征？有何地质意义？
3. 波切台是如何形成的？有什么特征？古波切台有什么意义？
4. 滨海有哪些沉积地形？它们是如何形成的？
5. 海底有哪些矿产资源？分布有何特点？

# 第十章 湖泊和沼泽的地质作用

## 第一节 湖泊的地质作用

湖泊是陆地上的集水洼地，它由水和容纳水的盆地组成。世界湖泊的面积由原来占陆地总面积的1.8%下降为现今的1%。例如世界上著名的位置最低的死海，原湖面标高为−392 m，而至2003年已下降为−412 m。40多年来水位下降了20 m。死海的面积随之由原来的1 500 $km^2$ 缩小为现今的不足460 $km^2$。又如我国湖北省原是千湖之省，湖泊总面积为8 300 $km^2$。至20世纪80年代时已下降了近一半。湖泊面积急剧下降的原因主要是人为因素造成的。一是工业发展，$CO_2$ 气体排放量增多，引起的温室效应，使全球气候转暖、干旱；二是工农业、城市发展，人口增多，大量抽取地下水，地下水位下降；三是农业灌溉过多筑坝拦截水流，以上三项均使入湖水量大为减少；四是乱砍乱伐，森林面积急剧减小，地面流水洗刷和冲刷，水土流失，大量泥沙被带入湖中，湖泊淤积；五是围湖造田。

湖泊的水质由于滥施农肥，以及日益发达的工业排污和旅游业的兴起发展而污染。严重影响了湖泊生物的生存。湖泊作为水体能调节人类生存环境，湖泊面积缩减，水质污染影响到人类的生存。目前许多国家已经意识到保护湖泊的重要性。如2003年死海周边国家约旦和以色列已联合提出拯救死海；我国也采取退耕还湖等措施。

湖泊中还生产人类迫切需要的盐类、石油、天然气等矿产。

### 一、湖泊的分类

湖泊可依据湖盆成因和湖水特点分类。

#### (一) 按湖盆成因分类

湖盆是地质作用的产物。因此其成因首先可以分为内力地质作用和外力地质作用两大类。

1. 内力地质作用形成的湖泊

(1) 构造湖　主要由地壳运动造成。它又可分为两种：一种是地壳长期局

部下降的凹地构成的。这类湖盆一般面积大。如世界上最大的湖泊——里海（面积368 000km²），以及我国最大的淡水湖——鄱阳湖（面积3 960 km²）均属此类；另一种是断陷湖，由地壳断裂形成的长条状凹地积水而成。如俄罗斯的贝加尔湖深1 620 m，是世界上最深的湖泊。另外沿东非裂谷形成的维多利亚湖（深1 470 m）；我国云南的滇池等也属此类。

⑵ 火山湖 也分两种：一种是火山喷发口的凹地积水而成，亦称火口湖，如长白山主峰的天池；另一种是熔岩流动过程中堵塞河道形成的熔岩堰塞湖。如黑龙江的五大连池。

2. 外力地质作用形成的湖泊

几乎所有的外力地质作用都造就有湖泊。

⑴ 堰塞湖 物理风化形成的岩块在重力作用下崩落，或者因各种原因造成滑坡，都可以堵塞河道形成堰塞湖。

⑵ 牛轭湖 以侧方侵蚀作用为主的河段，蛇曲曲颈被洪水裁弯取直后，残留的弯曲河道两端被沉积物堵塞后可以形成牛轭湖。

⑶ 冰川湖 由冰川剥蚀形成的凹地积水形成冰蚀湖；冰川前端终碛堤堵截冰川谷流出的水流形成冰碛湖，如新疆天山的天池。

⑷ 岩溶湖 岩溶发育区地下溶洞中和地面因溶蚀崩塌出现的凹地都可形成湖泊。

⑸ 月牙湖 新月形沙丘背风侧，由风蚀作用使地面下凹，并切到地下潜水面而成。或者是位于新月形沙丘背风侧，由河流残留河道等原因积水而成。如敦煌的月牙泉。

⑹ 舰湖 海岸带沙坝、沙嘴相连，或是环礁使一部分海域与大海半隔绝而成。涨潮时海水由潮流带入。舰湖与其它外力地质作用形成的湖泊不同的是湖水主要由海水供给。但在潮湿气候区入舰湖的淡水量多时，舰湖中的水，含盐度减小，称为淡化舰湖；干旱气候区入湖淡水少，且蒸发量大，往往含盐度比海水高，此时称为咸化舰湖。无论是哪一种舰湖其地质作用大体上与其它湖泊相似。

外力地质作用形成的湖泊一般规模小，水的深度也不大。

地球表面由于陨石撞击而形成的圆形坑，积水后亦可形成湖泊。

(二) 按湖水来源及排泄情况分：

1. 泄水湖

一般位于潮湿气候区，河流中途流经的湖泊，湖水有进口也有出口。大气降水多于蒸发的水量，这种湖水一般是淡水。

2. 不泄水湖

主要分布在干旱气候区，湖泊没有出口，且蒸发量大，一般是咸水湖。

（三） 按湖水的含盐度分类

湖水含盐度的概念与海水相似。即湖水中溶解盐与纯水的比率。通常用重量的千分之多少表示（即‰表示）。按含盐度湖泊分为：淡水湖（含盐度＜1‰）、微（半）咸水湖（含盐度1‰～10‰）、咸水湖（含盐度10‰～35‰）、盐湖（含盐度＞35‰）。

湖水中的盐类是Ca、Na、K、Mg的氯化物和硫酸盐类。其含盐度随气候变化明显。世界上含盐度最大的湖泊——死海，含盐度230‰～250‰，总含盐量约为130亿吨，其中可提取出大量Br、I、Cl等元素和磷酸盐等化合物。近些年来还有人利用死海中含硫化物的泥美容。

湖泊还可根据沉积物，自然地理位置等特点分类。

## 二、湖泊地质作用特点

湖泊地质作用特点取决于影响因素和动力。

（一） 影响湖泊地质作用的因素

首先由于湖泊成因不同，湖泊的规模（面积和水深）有着极大的差异。规模大的湖如里海、贝加尔湖等湖水运动等特点与海洋相近，其次是湖泊所处的地理和地质环境。地理环境指的是湖泊所处气候特征和周围的地形，气候对湖泊地质作用的影响是非常显著的，不同气候区湖泊地质作用特别是化学和生物作用明显相异，湖泊周围地形即湖泊处于山区或平原之中，决定着湖泊沉积物的种类、多少和大小等等。地质环境主要指湖泊所处地壳运动状况、地质构造（如沿断裂带，火山构造等）和岩性（影响供给的物质成分）。

湖泊地质作用是在上述诸多因素的共同影响下进行的。这些影响在湖泊的沉积物中会有所反映。其中沉积物对气候的反映尤为明显。2003年10月中国环境科考队为揭示新疆罗布泊地区气候变干旱的过程、时间和原因，以及与西部干旱化的关系，到罗布泊进行考察，并首选新疆若羌县境内罗布泊最早的中心台特玛湖开钻，要求100%提取罗布泊形成以来的沉积物岩芯。据中央电视台新闻频道10月10日至10月12日的报道，在地下60～70 m有近6 m的石膏细砂层，形成于80万年前；地下160 m发现有含螺壳的青灰色淤泥，形成时间约为180万年—250万年。可见180万年—250万年罗布泊为淡水湖；到80万年前已干旱化。罗布泊变化的原因最早是青藏高原地壳抬升造成的，青藏高原崛起一是使罗布泊地区地壳也随之由南向北抬升，罗布泊范围缩小，并分为三个湖；二是青藏高原阻挡了南来的潮湿气流，使其北部地区气候变干旱。近几十年来气候干旱加上人为因素（如入湖河流沿途筑坝、拦截水流等），入湖河流水量大减，自然与人为因素终于使罗布泊在1972年完全干涸，图10－1显示了罗布泊干涸的过程。

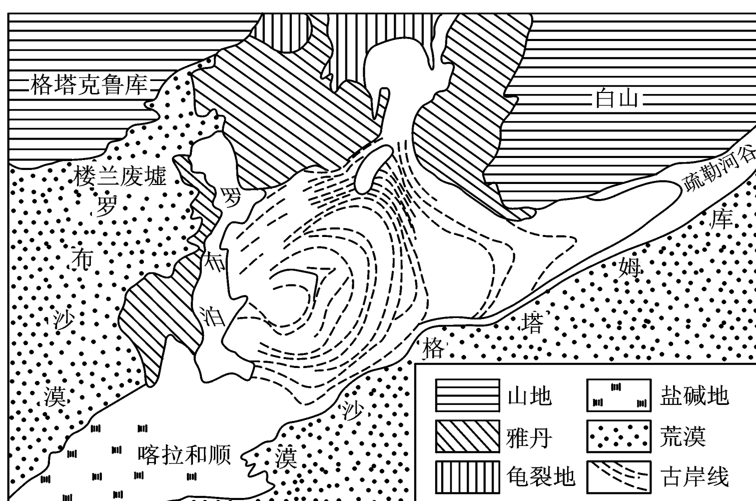



图 10-1 罗布泊古岸线退缩遗迹略图[48]

（二） 湖水的动力

与海洋有着许多相似之处。

湖水的机械动力有湖浪、潮汐、湖流。在特殊情况下也有浊流和风暴流，只是湖泊规模比海洋小，这些动力作用的强弱程度以及对湖泊（主要是湖岸）的剥蚀作用都比不上海洋。湖泊水动力中有其自身特点的是，由于湖泊规模小，湖水温差、盐度差造成的密度差在湖水上下对流后易被消除，从而使湖泊底部常处于还原环境。舰湖虽有其特殊之处，淡化舰湖因河流流入及大气降水多，使舰湖表面淡化且水位高，海水从下部注入，导致下部盐度高；咸化舰湖由于表层蒸发量大盐度高，会产生上下对流，但因规模小，垂向循环使盐度差异减小，最终结果是无论哪种舰湖上下对流都不发育，使湖底常处于还原环境之中。

湖水的化学动力主要发育在干旱气候区含盐度高的咸水湖中。而生物动力主要发育在湖湿气候的淡水湖中。它们的作用在湖泊的沉积作用中明显显示。

湖泊上述特点决定了湖泊地质作用以沉积作用为主。碎屑、化学和生物沉积作用都有发育，但因受众多因素控制，发育不均衡。

## 三、湖泊沉积作用

（一） 碎屑沉积作用

湖泊的碎屑沉积物主要由入湖河流及湖泊周围片流与洪流带入。它们在湖滨沉积形成三角洲及湖滩地形。由湖滨向中心碎屑物颗粒由粗变细呈环带状分布（图 10-2）。由于冬、夏河流水量的变化，湖中心沉积物粒度粗细也随之变化，一般夏季水量大河流带入的碎屑物颗粒粗，湖中心沉积物以细砂（浅

色）为主；冬季水量小，湖泊中心沉积物以黏土（因含有机物色深）为主。一粗（色浅）一细（色深）或黑白相间组成一个年层。湖泊中沉积物厚度小，常呈纹层。地质历史时期保留下来的湖泊沉积物纹层发育，尤其是冰川湖，从其纹层的数量可大致推测冰川发育的时间。

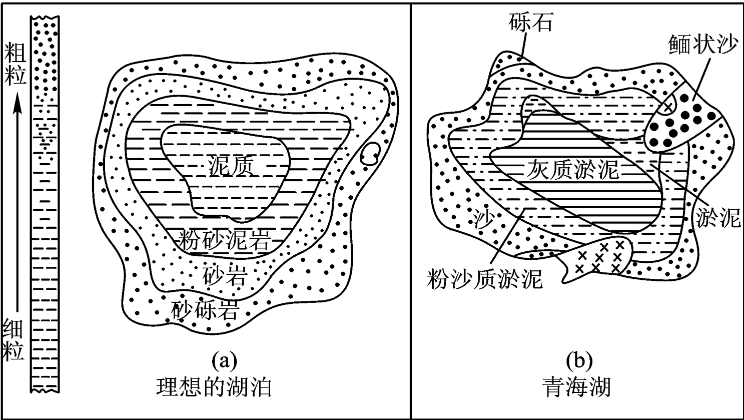



图 10－2　湖泊碎屑沉积物的分布[62]

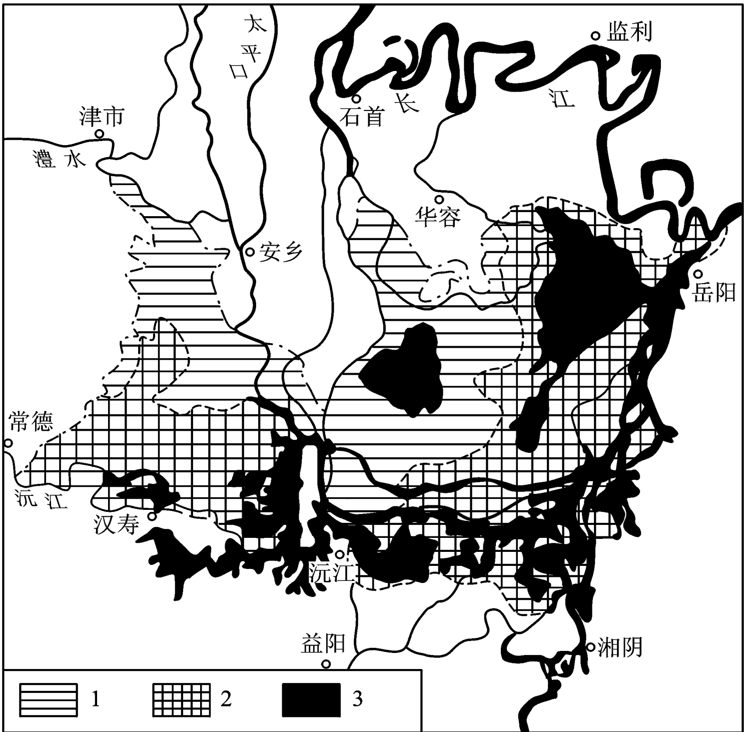



图 10－3　洞庭湖泥沙淤塞示意图[34]

1. 1825—1915 年被淤塞的湖面；2. 1915 年后被淤塞的湖面；3. 现在的湖面

一般说湖泊所在区域是地壳下降区。沉积速率与地壳下降速度相当。当地壳下降速度小于沉积速率（或地壳下降速度不一定变化，而是入湖碎屑物含量增多），那么湖泊可被碎屑物淤塞，面积缩小，甚至渐趋消亡。典型例子是我国的洞庭湖（图10－3），公元1835年洞庭湖面积为6 300 km²；由于湖区地壳下降速度减缓，至1949年面积缩小为4 350 km²；近50余年来，长江上游森林面积大大减少，水土流失严重，长江带入洞庭湖的泥沙量增多，1951年每年长江带入洞庭湖的泥沙量达近亿吨。现今洞庭湖面积为2 700 km²。这类实例较多，又如我国最大的淡水湖——鄱阳湖，有5条河流入湖，每年输入湖泊的泥沙量达0.7亿吨。20世纪50年代湖水面积为5 050 km²，1998年为3 900 km²，枯水期最低仅为356 km²。自1998年至2003年采取退耕还湖等措施后现面积为5 100 km²（图10－4）。

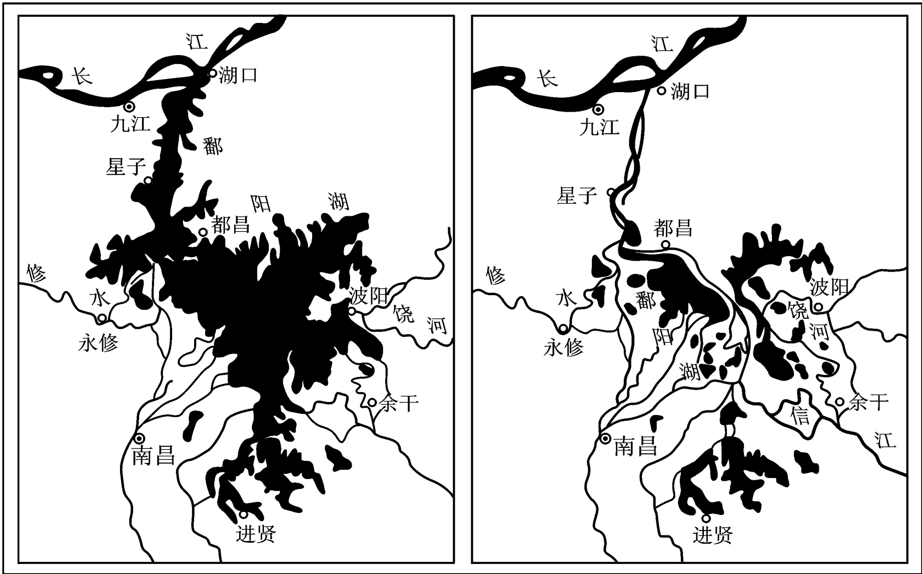



图10－4　鄱阳湖洪（左）、枯（右）水期的水域形态比较[34]（黑色区为水域）

### （二）化学沉积作用

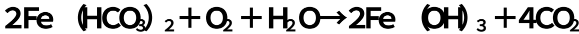
湖泊的化学沉积作用明显受气候的控制。潮湿气候区泄水的淡水湖和干旱气候区不泄水的盐湖（广义上的盐湖包括微（半）咸水湖、咸水湖和盐湖等有盐类沉积的湖泊）有着完全不同类型的沉积物。其中以干旱气候区的盐类沉积最为重要。

#### 1. 潮湿气候区的化学沉积作用

潮湿气候区的湖泊是淡水湖，水源主要来自大气降水、河流及地下水。含盐度小，溶解其中的盐类少，河流带入的胶体物质大部分又被带走，因此化学沉积作用不太发育。主要有一些$CaCO_3$和铁质的沉积物。

碳酸钙的沉积物　由于水中 $CaCO_3$ 含量少，难以达到过饱和沉积，主要靠一些生物和微生物如绿藻、轮藻等生物浓集，与湖泥一起形成泥灰质沉积物，成岩后为泥灰岩，湖相碳酸盐可成为良好的油气层，如大庆油田等我国一些湖泊成因的油气田与湖泊生物成因碳酸盐沉积有关。

铁质沉积　湖泊中的铁以胶体和 $Fe(HCO_3)_2$ 形式存在，胶体状态的铁（$Fe(OH)_3$）被河流带入湖泊后可以胶体凝聚方式形成褐铁矿。$Fe(HCO_3)_2$ 在湖滨氧化环境中形成褐铁矿。

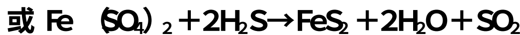


$$2Fe(HCO_3)_2+O_2+H_2O \rightarrow 2Fe(OH)_3+4CO_2\uparrow$$

在由湖滨向湖中心过渡为还原环境条件下形成黄铁矿（$FeS_2$）。



$$Fe(HCO_3)_2+2H_2S \rightarrow FeS_2+3H_2O+CO_2\uparrow+CO\uparrow$$



或 $Fe(SO_4)_2+2H_2S \rightarrow FeS_2+2H_2O+SO_2\uparrow$

在较寒冷的潮湿气候带在氧化作用较弱的环境中 $Fe(HCO_3)_2$ 在细菌参与下可形成菱铁矿（$FeCO_3$）。



$$Fe(HCO_3)_2 \xrightarrow[\text{作用}]{\text{细菌}} FeCO_3+H_2O+CO_2\uparrow$$

潮湿气候区湖泊生物发育，无论哪种铁矿物的沉积都有生物作用参与。但湖泊中的铁质沉积物一般没有开采价值，它们常被夹杂在碎屑岩层或煤层（可含黄铁矿）中。

2. 干旱气候区湖泊的化学沉积作用

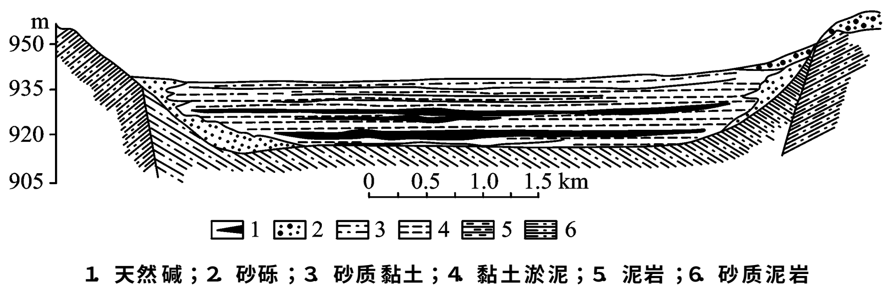
干旱气候区的湖泊以盐湖（广义的盐湖指含盐度＞1‰的湖泊）为主。溶解的盐类主要有碳酸盐、硫酸盐和氯化物。根据盐湖中盐类沉积物的种类，盐湖大致可分为碳酸盐湖、硫酸盐湖、氯化物湖和硼砂湖。

(1) 碳酸盐湖。湖泊面积较大，水深超过 1 m，湖水含盐度 1‰～10‰，为半咸水湖。湖水中盐类成分有 $Na_2CO_3$、$NaHCO_3$、NaCl、$Na_2SO_4$ 等。沉积的主要沉积物有方解石（$CaCO_3$）、白云石（$CaMg(CO_3)_2$）、天然碱（天然苏打）（$Na_3CO_2(HCO_3)\cdot 2H_2O$）和碱（苏打）（$Na_2CO_3\cdot 10H_2O$）。我国最大的内陆咸水湖——青海湖，面积 4 583 $km^2$，平均水深 17.9 m，最深处 27 m，有 40 余条河流注入。湖泊的大部分沉积碳酸盐，可归为碳酸盐湖。但局部有硫酸盐沉积。一个大型湖泊由于不同部位水深、含盐度和物质来源等因素的差异，可出现不同类型的盐类沉积物。

冬夏气候差异，盐湖析出的成分也会有所不同。例如西藏班戈错碳酸盐湖，夏季沉积石盐、天然碱和芒硝等，冬季沉积碱和芒硝。

在已开采的盐类矿床中，发现盐湖沉积往往以某一种盐类为主形成矿床。其中碳酸盐湖的实例，例如天然碱矿床在世界各地许多国家均有分布，有现代的，也有古代的。我国现代天然碱矿床多分布在内蒙古湖区。如内蒙古的查干

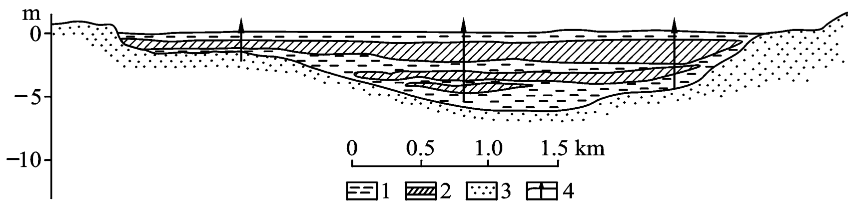
诺尔盐湖，天然碱矿达9层之多（图10－5）。矿层多呈透镜体状横向变化为黏土。矿层物质成分以苏打（碱）和天然碱为主，其次为芒硝和石盐。这种亦可称碱湖。




1. 天然碱；2. 砂砾；3. 砂质黏土；4. 黏土淤泥；5. 泥岩；6. 砂质泥岩

图10－5 内蒙古湖区查干诺尔天然碱矿床剖面图[70]

(2) 硫酸盐湖。当湖水深度小于0.5 m，含盐度10‰～35‰为咸水湖，湖中主要成分为$MgCl_2$、$Na_2SO_4$、$MgSO_4$、Ca（$HCO_3$）$_2$、Mg（$HCO_3$）$_2$等。析出的盐类沉积物以石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）、芒硝（$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$）、无水芒硝（$Na_2SO_4$）等。芒硝大多在冬季析出。芒硝矿床中芒硝砂层由一至十数层不等。它们也与泥沙相伴而生。如图10－6内蒙古湖区巴扬查岗芒硝矿。芒硝矿矿层主要与黑色淤泥黏土互层。世界上最大的芒硝矿床位于黑海东部卡拉博加兹湾，储量约10亿吨。




1. 黑色淤泥黏土；2. 芒硝矿层；3. 灰白色细砂；4. 钻孔位置

图10－6 内蒙古湖区巴扬查岗芒硝矿横剖面图[70]

硫酸盐湖普遍有石膏产出。但现代盐湖中石膏常与泥沙混杂，一般达不到工业开采要求。现代世界上许多国家所开采的大型石膏矿，如美国据说有17个州曾从事过石膏矿床的开采，其中密歇根州有美国最大的石膏储量，该州石膏与页岩和石灰岩互层产出。矿带宽16～32 km，长约240 km；我国新疆、甘肃、青海、西藏、四川、湖北、山西等省区边都有石膏矿床分布。估计石膏储量达50亿吨以上。但上述这些石膏矿床均非现代盐湖沉积。

3. 氯化物湖

沉积氯化物的盐湖已基本干涸，局部残留有天然卤水，含盐度大于50‰（天然卤水可作为液体盐类矿床开采利用），主要成分有$MgCl_2$、$CaCl_2$、$CaSO_4$、

$Mg(HCO_3)_2$、$Ca(HCO_3)_2$ 等。沉积的盐类矿物是石盐（$NaCl$）、钾盐（$KCl$）、光卤石（$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$）等。我国有世界上最大的盐湖——察尔汗盐湖（位于青海省柴达木盆地）。面积 5 856 $km^2$。是一个较典型的氯化物湖，或说是一个真正意义（狭义）的盐湖。察尔汗盐湖有三个主要盐层组合，其中最厚的盐层达 30 余米。各组盐层间夹 1～7 m 的薄层砂质黏土层。蕴藏着 426 亿吨石盐，足够全世界人民食用 2 000 年；有 1.5 亿吨钾盐。仅次于世界钾盐储量最高的死海；还有光卤石。这些盐类矿物中还含 B、I、Br、Li 等可利用元素。察尔汗盐湖表面大多被黄沙与石盐凝结在一起的褐色盐层所覆盖，在一片盐的世界中，盐是被当作建筑材料使用。察尔汗盐湖有一条 32 千米长的公路，路基用盐砌成，路面用盐铺就，有人将之称之为“万丈盐桥”。

4. 硼砂湖

各类盐湖中只要有 $B_2O_3$，都可有硼酸盐矿物析出。主要的硼酸盐矿物有钠硼钙石（$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$）和硼砂（$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$）。当以硼酸盐矿物为主要产物时，即将此类盐湖称为硼砂湖。我国西藏有不少硼砂湖。

需要强调两点，一点是盐湖在漫长的发展过程中，若气候、湖水水量与含盐度、地壳运动等因素发生变化，则盐湖的类型也随之转化，因此常可发现同一盐湖由下到上出现不同类型盐湖沉积物组合。如柴达木盆地中的某些盐湖形成于 200 万年前，在 2 万年前基本可归为硫酸盐湖。后由于第四纪冰期到来，盐湖淡化，转为碳酸盐湖。现代气候连续干旱又转化为氯化物湖。另一点是无论哪种类型的盐湖，在盐类沉积的同时都伴有泥沙沉积。泥沙的覆盖是盐类矿物得以保存的条件。

（三）生物沉积作用——石油的形成过程

湖泊的生物沉积作用主要发育在潮湿气候区。生物成因的有用的沉积物有石油、天然气、油页岩、煤和硅藻土等，其中石油最有价值。其实生成石油最有利的环境是三角洲、箈湖和港湾等封闭环境的拗陷。但我国的石油却主要产于陆相湖泊中。例如大庆油田，还是世界级大油田之一。

生物死亡后的遗体经化学作用和细菌分解，其中一部分化为有机质，有机质按物质来源分腐泥型和腐殖型两大类。腐泥主要由低等生物（如有孔虫、放射虫、藻类、细菌等）转化而来，且产量是很可观的。总量可占达 90%以上。如里海每年生产的有机质产量，浮游生物为 $494 \times 10^3$ t/$km^2$；而鱼类及底楼仅为 $43 \times 10$ t/$km^2$（转引自 Hunt，1979）。腐泥型有机质是生成石油的主要物质，在不同条件下也可形成天然气、油页岩，偶尔也成煤（腐泥煤）。腐殖型有机质主要来自高等植物，它在一定条件下转化为煤和天然气（煤型气约占整个天然气储量的 1/3）。近些年来在澳大利亚的吉普斯盆地、加拿大的斯舍盆地、我国的吐哈盆地都在煤系地层中找到石油。由此看来形成石油的原始物质（母

质）以浮游生物转化而成的有机质为主，也不排除在一定条件下，其它有机质也可成油。

石油是一种液体矿产，它的主要组成元素是碳（C）和氢（H）。C 和 H 总量一般为 96%～99%，其中 C 占 83%～87%，H 占 11%～14%。其次是氧（O）、氮（N）和硫（S）等仅占 0.5%～5%。石油由腐泥转化而来。腐泥是以有机质为主和泥的混合物质。其中有机质又可分为两种：一种是可溶有机质——沥青；另一种是不溶有机质干酪根。根据世界 440 个干酪根样品分析，干酪根的组成元素以 C 为主（平均占 76.4%），其次 H 占 6.3%、O 占 11.1%，还有少量 N 和 S。干酪根占整个有机质的 70%～90%，它才是石油生成的主要物质来源。

干酪根在一定温度、压力（即埋在地下一定深度）以及细菌（厌氧细菌）作用下，经一定时间（据研究生成并聚集成油藏的时间约需 1Ma）的复杂的生物化学、物理化学作用后可转化为石油和天然气。形成石油的深度与地温梯度有关，地温梯度为 2 ℃/100 m 时深度为 3 000 m；3 ℃/100 m 时深度为 1 800 m；3 ℃/100 m 时深度为 1 500 m，也就是说地温梯度高，成油的深度小些。另外温度高，成油所需时间也会短一些。

石油形成后分散在生油岩（如泥岩、石灰岩、砂岩）中，在一定的压力、温度等条件下发生运移，聚集到多孔隙的岩石（如砂岩、礁灰岩、浊积岩等）中形成可开采的油田。

石油因其燃烧的发热量高于煤，易于运输（管道运输）和开采（自喷或机械抽吸）等等原因，开发利用发展很快（仅 120 年历史），开采量增长迅猛。据估计世界石油储量可观（多数估计（据 1992 年资料）为 $2\,778\times10^8$ t），而且不断有新的探明储量产生。在 21 世纪石油供给是有充分保证的。世界上石油大部分分布在亚洲西部中东地区，世界上 19 个大油田，有 14 个分布在中东。其中又以沙特为世界之最，它占有了世界石油总储量的 1/4，产量的 38%。我国不断有石油资源的新发现，1990 年石油产量上升成为世界第五位产油大国。但中国仍以消费煤为主。而发达国家如美国是以消费石油为主的。从已探明的石油储量（有的估计高达 $300\times10^8$～$600\times10^8$ t）看，我国石油资源的前景是光明的。

## 第二节　沼泽的地质作用

当今广义的沼泽概念是湿地。湿地是陆地和水域的过渡地带。据国际湿地

公约，“湿地是指天然或人工长久或暂时性的沼泽地、湿源、泥炭地，或水域地带（水深<2m），带有或静止或流动或为淡水、半咸水者，包括低潮时不超过6m的水域。湿地与海洋、森林同是地球三大生态系统，是人类及生物生存不可缺少的环境，这在保护生物多样性；维持生态平衡；减少自然灾害（如洪灾、沙尘暴等）；控制水质；净化空气等等方面起着重要的，不可缺少的作用，因此有“地球之肾”之称。世界湿地面积约为$570\times10^4$ km²，约占地球总面积的1.1%多；占陆地表面积3.8%多。我国湿地面积约为$65.90\times10^4$ km²，约为世界的13%左右。

地质学上沼泽的概念（是狭义的）是指地表异常湿润，有大量嗜湿性植物生长，并有大量泥炭堆积的地方。沼泽的概念中强调了有泥炭堆积。泥炭是成煤的主要物质来源。因此本节沼泽的地质作用，主要是涉及煤的形成过程。

## 一、沼泽的分类

### （一）成因分类

#### 1. 湖泊沼泽

当湖泊碎屑沉积速率超过地壳运动下降速率时，湖泊就会由湖滨向湖中心逐渐淤积，湖泊消亡过程中可形成沼泽。当地下水潜水位高时，湖泊周围也可形成。

#### 2. 滨海沼泽

主要位于潮上带，风暴潮时海水侵入后滞留于潮上带形成。亦可分布在潮间带或潮下带。

### （二）根据水的来源分类

#### 1. 低位沼泽

潜水面接近地面，沼泽水来自地下水补给。

#### 2. 高位沼泽

由大气降水、地表河水、海水补给，潜水面低于沼泽表面。

### （三）根据植物分类

#### 1. 水藓沼泽

分布在较寒冷的北方森林区，生长以水藓为主的漂浮的植物团块。

#### 2. 草本沼泽

主要发育在潮湿气候区，沼泽中生长有芦苇、香蒲、禾草本植物。

#### 3. 木本沼泽

湿暖气候条件下发育，生长有松、杉、柏等木本植物。其中比较特殊的是生长在热带海岸的红树林沼泽（图10-7）。



图 10－7　厦门海岸的红树林

（四）根据沼泽中水的含盐度分类

1. 淡水沼泽

水源是地面流水，地下水、大气降水、融雪水。

2. 咸水沼泽

水主要来自海洋。

两者生长的植物也是不同的。

## 二、沼泽的地质作用

沼泽中以碎屑沉积和生物沉积作用为主。生物沉积作用主要是植物死亡后遗体堆积形成煤的过程。煤主要由植物，特别是高等木本植物变来。下面介绍腐植煤的形成过程。

煤的形成过程分为两个阶段：泥炭化阶段和煤化阶段。

（一）泥炭化阶段

主要是生长在沼泽中的木本植物死亡后，遗体堆积并被掩埋（泥沙或新的生物遗体覆盖其上），在还原环境中由微生物参与，经生物化学、物理化学作用形成腐植质。腐殖质进一步分解、化合、氢、氧含量减少，含碳量增加即形成泥炭。泥炭黄褐色或黑褐色，含碳是达 59%。还含 $H_2O$ 和矿物质。世界泥炭储量最多的是俄罗斯，储量约占世界总量的 3/4。

（二）煤化阶段

泥炭在上覆沉积物压力之下，被压实硬结形成褐煤。褐煤的含碳量比泥炭高，为 67%～68%。褐煤在一定的压力和温度作用下变质形成烟煤。烟煤含碳量达 75%～97%，腐殖质已完全转变为煤。烟煤用途广，可作为动力煤、

民用煤和化工原料、炼焦等。烟煤进一步变质后成为无烟煤。无烟煤一般只作民用煤。

全球地质历史时期有三大成煤期，分别是石炭纪（C）至二叠纪（P）；侏罗纪（J）和白垩纪（K）；第三纪（E－R）。我国煤储量为世界第二（第一是美国），产量为世界第一，占世界总产量的1/4，煤的消费量亦占世界第二。据统计我国仅山西省储藏的煤，就可供全世界用2000年。

## 思考题



1. 湖泊地质作用受哪些自然因素影响？
2. 湖泊面积缩小的原因有哪些？它对环境又产生什么影响？
3. 湖泊中哪些沉积物可形成重要矿产？哪些沉积物可作为气候标志？有什么意义？
4. 举例说明世界上主要大湖泊的成因。
5. 何谓沼泽？它与人类生存有什么关系？

# 第十一章 岩石圈板块运动与地质作用

行星地球形成以来，就处在不停的运动之中。但全球规模的大陆漂移，却曾被无情地嘲笑为一阙不合时宜的狂想曲；而不可思议的海底扩张，则被幸运地赞誉成一首壮丽的地质史诗。板块运动理论，正是在这一起伏跌宕的科学争论中，所诞生的一次地学革命。我们不妨从大陆漂移开始，去透视一下这一20世纪最伟大的三大自然发现之一。

## 第一节 板块运动的发现

### 一、垂直运动与槽台学说

绪论中提到的“固定论”思潮，长期以来一直影响着人们对地球运动的认识。以沿地球半径方向的垂直运动为基础，地壳不同地区存在着地槽（geosycline）和地台（platform）这两种不同性质构造分区的观念，从19世纪中叶开始出现，到20世纪中叶趋于成熟，最终定型为著名的“槽台学说”。在整整一个世纪的时间里，深刻地影响了地质学的发展和变化。

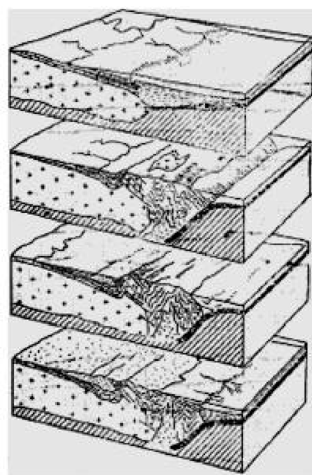


图11—1 地槽发展模式
(Dietz和Holden，1974)
a 开裂沉降并接受沉积；b. 挤压褶皱和遭受岩浆侵入；c. 褶皱回返并隆起成山；d. 沉积再次下降并接受盖层沉积。由a—c为地槽发展阶段，图d示由地槽转为地台。

1859年，美国古生物学家霍尔（J. Hall）根据北美阿巴拉契亚山脉存在巨厚的下古生代海相沉积的事实，提出了构造“凹陷带”的概念。随后丹纳（J. Dana，1873）将其正式命名为地槽，并指出地槽最终会因为遭受强烈的挤压而褶皱升起，成为巨大的山系。此后，地槽就成为地球上某些地壳运动活跃地区的代名词。与之对应，地壳运动相对稳定地区——地台的概念，最早来自奥地利的修斯（Suess，1885）对俄罗斯平原的地质学研究。他认为地台是地球上的一种大型稳定地块，具有特殊的双层结构，即地台由下伏的前古生代变质基底和上覆古生代以

来的未变质沉积盖层合并而成。两者间为区域性的角度不整合（参见第十二章）所分隔。

到20世纪50年代，基于对地槽和地台各自特征的进一步认识，在地质学界形成了完整的槽－台学说。不仅对各种类型的地槽和地台分类更加详细，而且还以地槽的演化为例，总结了地槽和地台各自的发展过程，提出了两者之间的转换和依存关系（图11－1）。

由图11－1可以看到，地槽的发展包含着一个以下降和接受沉积为主的前期阶段和一个以褶皱上升并遭受侵入为主的后期阶段，这一发展的全过程使地槽定型为一种规模巨大和狭长的地壳活动构造带。与之相比，在地台内部，基底与盖层之间的区域性不整合面，反映了该区地壳运动的性质由活动转化为稳定的一次重大变化，表明地台可以由更早以前曾经强烈活动的地槽转变而来。因此，地槽和地台之间在活动性质上的区别，与地槽和地台可以相互转化的事实并不矛盾，不过是地球阶段性演化特征的两个侧面而已。

## 二、水平运动与大陆漂移

在固定论和槽台学说大行其道的同时，地壳有可能是活动的、大陆曾经发生水平位移的思想，也多次出现在人们的脑海中。但早期的微弱呐喊，未能与前者分庭抗礼。直到1912年，年轻的德国气象学家魏格纳（Wegener）提出了被反对者称作是“狂想曲”的大陆漂移假说，才一石激起千层浪，打破了固定论一统天下的格局。

1620年法国的巴肯（Bacon）就在地图上对大西洋两岸相似的部分作了标记。奥地利地质学家修斯（E. Suess，1909）把南半球大陆拼在一起，并推测存在一个统一的南方大陆——冈瓦纳大陆（Gondwanaland）。但最先系统地提出大陆漂移观点的是德国青年气象学家魏格纳（A. Wegener，1912—1915），他根据古生物化石、岩石特征和地质构造的相似性提出大西洋两岸曾是一个大陆，随后收集了大量证据，推测3亿年前曾经存在一个全球统一的联合古陆（Pangea），后者于2亿年前开始破裂，在发生了大规模的水平漂移（因为地球是一个球体，故实际上是沿球面的漂移）后，才慢慢分离成现今的陆洋格局。

支持大陆漂移的主要证据有：

**不同大陆之间的构造相似性** 从图11－2中可以看到，如果将非洲与南美等大陆拼合到一起，它们的古生代和中、新生代造山带可以很好地连成一个蜿蜒伸展的巨型构造带，并且可以进一步向

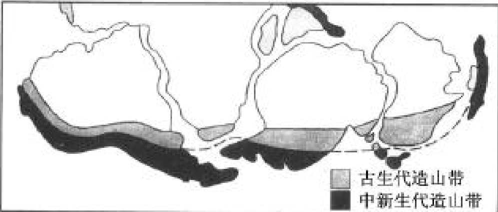



图11－2 地质构造相似性与大陆漂移
（据B. Windley，1977）

东越过印度洋，连接到南极洲和澳大利亚。这成为合理解释上述大陆曾经联成一体的有力地质证据。

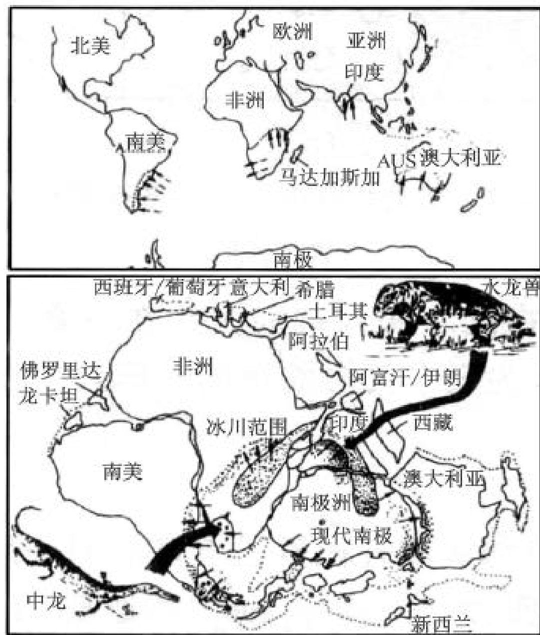



图 11－3　古生物、古冰川与大陆漂移

(转引自文献 7)

上图：今天的大陆分布；下图：根据古生物和古冰川证据拼合的大陆景观。

**古生物与冰川、气候“似非而是”的分布规律**　南半球各大陆找到的二叠纪爬行类和两栖类动物有惊人的相似性。如图 11－3 所示，生活于二叠纪的爬行类动物水龙兽，今天在印度，南极和南非等不同的大陆找到了它们的化石，表明在 2 亿年前的二叠纪，水龙兽在这三个大陆同时存在。由于水龙兽是陆生生物，因此化石分布的这种现象只能用当时三地为同一大陆来进行解释。与此类似的是两栖类动物中龙，在今天的南非和南美等地都有化石分布，从另一个侧面证实了当时各大陆所具有的统一生态环境。

晚古生代时南半球各大陆的古冰川分布，现在看来似乎是毫无规律的，因为它们跨越了不同的地理纬度带。但若把各大洲包括南极在内的大陆拼合在一起，则上述冰川基本集中在同一纬度内，其分布特征就不难理解了。此外，当时古气候的分带性与现代气候带亦不协调，如现在位于北极圈的斯匹次卑尔根群岛，发现了石炭纪—白垩纪的热带植物群和第三纪温带植物，而地处热带亚热带的南美、非洲、澳大利亚、印度、南极洲，则存在在石炭—二叠纪的大陆冰盖，这些也只有用各大陆曾经因为大陆漂移而发生过大规模的纬度变化才更好解释。

**古地磁极移轨迹**　通过对北半球不同时代古地磁北极位置的测定，可以把各地质时期古地磁极位置在图上连结成一个线，这条线称为地质时代的极移轨迹。资料表明，如按今天的地理位置绘制，北美和欧洲所测的极移曲线形态大致相似而不重合，但若将两大陆拼合在一起，这两条曲线就会基本重合（图 11－4）。

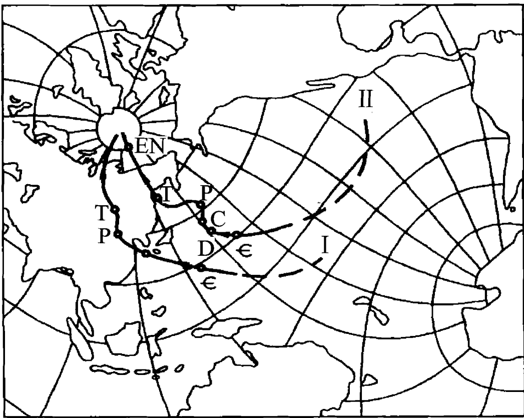



图 11－4　北美和欧洲 5 亿年来的视极移轨迹[1]

**大陆的计算机拼接图形**　布拉德（E. G. Bullard，1965）应用电子计算机对大西洋两侧大陆进行拟合，发现如果不是以海岸线而是以海平面以下 915 m 等深线为大陆边界，拼合的平均误差小于一个经度（图 11－5）。根据放射性测年将大西洋两侧 20 亿年左右和 6 亿年的两组岩带投影到布拉德图上，它们各自的位置也得到了很好的吻合。

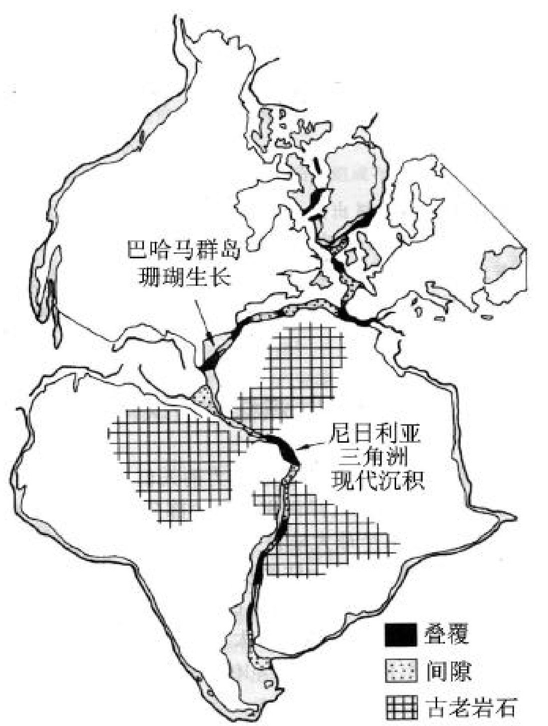



图 11－5　用计算机拟合的大陆边界图

（Bullard 等，1965）

以上证据都表明，在距今大约２５亿年以前地球上的确有可能存在一个统一的大陆，魏格纳称这个大陆为联合古陆（Pangea）。联合古陆大约在三叠纪后期，即约２亿年前开始破裂，并逐渐漂移，最后形成现今的海陆布局。

各种有利证据使大陆漂移假说风行一时。但魏格纳犯了一个致命错误：他认为大陆漂移的机制如同木块漂浮在水面上那样，是“硅铝质的大陆漂移在硅镁质的洋壳之上”，这一推断与地球物理观测明显不符，遭到了以英国著名地球物理学家杰弗里斯（H. Jeffreys）为代表的地球物理学界强烈反对和抨击。由于无法提出更加合理的大陆漂移机制，至19世纪30年代前后，这一极富想像的科学假说被嘲讽为“魏格纳狂想曲”而几乎销声匿迹。

## 三、海底扩张与板块运动

20世纪50年代，国际上开展了大规模的海洋科学探险，积累了丰富的海底地质和地貌资料。尤其是古地磁学所取得的重大进展，导致赫斯（H. H. Hess，1962）和迪茨（R. Dietz，1961）几乎同时提出了海底扩张的观点。他们认为，海底搜集到的古地磁资料极有可能是海底扩张的确凿证据。而所谓海底扩张是指大洋岩石圈在大洋中脊处裂开，地幔中炽热、熔融的玄武岩浆从中涌出，到达海底后，冷凝并固结成新的大洋岩石圈。这些新形成的大洋岩石圈把早先形成的老岩石圈向两侧推挤开去，从而导致大洋海底不断扩张。另一方面，海底扩张也并非是无限发展的，因为被推开的大洋岩石圈到达大陆边缘的海沟处后，会沿着大陆边缘的消减带向大陆岩石圈之下俯冲，重新消亡于软流圈中（图11－6）。因此，海底扩张的实质是全球大洋地壳不断进行的生灭循环，一般在2～3亿年内整个海底因此而全部更新一次。

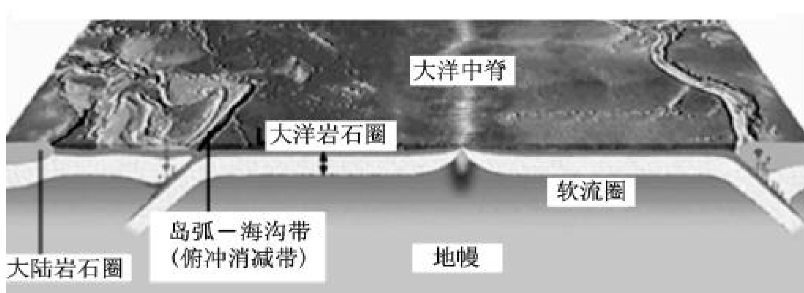



图11－6　大洋板块的生灭循环模式

海底扩张和大陆漂移一样，都强调岩石圈板块的水平运动方式。在大陆漂移假说被严厉抨击之后，海底扩张的设想能够面世，得益于科学的进步，而最重要的依据，则是海底古地磁条带的发现和海底岩石年龄的分析。

海底磁异常与地磁场倒转记录　50年代后期梅森（Mason）对海洋探险所采集的大洋岩石标本进行了古地磁学研究，发现东太平洋海底以洋中脊为对称

轴，两侧岩石分布显示出相同的地磁异常条带。这些磁异常条带相互平行，统一呈南北向展布。如果把所测定的磁异常带标到海底地图上，并且沿洋中脊轴对折，那么其东西两侧磁异常条带将大致重合（图11—7）。磁异常曲线中峰与谷的顺序存在着惊人的对称性，这一现象一直使学者们困惑不解。直到1963年英国的瓦因（Vine）、马修斯（Mattheus）指出，地磁异常条带并非磁化强度不均匀引起的，而是地磁场方向转变的历史记录，地磁条带的正负异常对应于当时古地磁场的正反方向变化。这样海底岩石就起到类似一台磁带录音机的作用，根据地磁场的正反方向变化，如实记录下了海洋扩张的历史。通过对太平洋、大西洋和印度洋所测得的地磁极性年表，证明全球各大洋的地磁正向期与反向期记录完全一致，从而肯定了海底扩张的普遍性。

**海底岩石年龄的测定** 20世纪60年代以来，在各大洋打了上千个钻孔，根据所采集的放射虫标本鉴定发现，盖在玄武岩基底之上的最老沉积物年龄与根据磁异常所测得的年龄一致，并且岩石年龄值的分布与磁异常条带的分布特征有一个重要的相似之处，即以大洋中脊为对称轴，两侧岩石年龄的新老也是对称分布的。并且接近洋中脊，洋底年龄愈新，反之亦然（图11—7）。这也进一步衬托出了海底扩张推断的合理性。




图11—7 海底磁异常与年龄条带分布（W. Pitman等，1994）

图11—7反映了全球海底扩张的状况。从中可以看出大洋中脊与最年轻的海底吻合。而通过对海底岩石标本磁异常年龄测定，得到自洋脊形成以来的年龄，最老的海底年龄只有约1.7亿年左右。这间接给出海底的扩张速率。因为参照每个磁异常条带的年龄及其距大洋中脊的距离，就可以推断出各大洋的半扩张速率（只考虑中脊一侧）。按此方法，再计算出海底扩张的全速率为1～20+ cm/a之间。以此推算，太平洋海底板块在2亿年内即可以全部更新一次。

海底扩张的概念借助大洋探险的东风，得益于古地磁学的进展，一经提出，便风靡了国际地质学界，被赞誉为一首“壮丽的地质史诗”。在这一潮流的向前推进之际，人们不久就意识到，无论是大陆漂移还是海底扩张，都不过是规模更大的全球岩石圈运动的一个组成部分，20世纪最伟大的三大自然科学发现之一——板块运动，在20世纪60年代后期，也随之揭开了面纱。

## 第二节 板块运动的基本理论

### 一、板块理论的要点

#### （一）板块运动的基本概念

早期板块学说认为：地球表层的岩石圈不是一块完整的刚性外壳，而是由十几个不同的大陆板块和大洋板块组成的岩石圈块体，即（岩石圈）板块所组成。后者受地幔对流的驱动，漂浮在高温、塑性的软流圈上，进行着缓慢但不停息的水平移动。这就是板块学说最核心的内容。

#### （二）板块运动的真实方式

板块运动与固定论和台槽学说之间的最大区别之一，就是板块是活动而非固定的，并沿着地球的表层作球面运动（也即通常所说的“水平”运动）。在这一前提下，板块运动的方式遵循空间几何学中球面运动的欧拉定律，即板块的运动必定总是绕地球上某个轴的旋转运动（图11－8）。当板块从球面上的*A*点移动到*B*点时，其各点运动的轨迹分别画出不同半径的圆弧。与这些圆弧相对应的各圆构成一个统一的旋转轴，此轴与地球表面的交点称旋转极，也称欧拉极。

由板块运动形成的欧拉极与地球的自转轴和地磁极都不重合。从图11－8b中还可以看到，板块*A*、*B*之间与板块*B*、*C*两两之间相对运动的欧拉极在地球表面上各有不同的位置，与地理极之间也有明显的差异。

#### （三）板块数量的划分

相对于各大陆板块的长期共存而言，大洋板块具有快速更新的特征。因此在地质历史上，全球板块的总数量和具体存在的板块都是有所变化的。根据地质学、地球物理、地球化学和古生物学等方面的证据，现代存在的板块可以划分为如图11－9所示的12块。

### 二、板块运动的威尔逊旋回

加拿大学者威尔逊（J. Wilson，1973）从板块构造观点出发，将岩石圈从

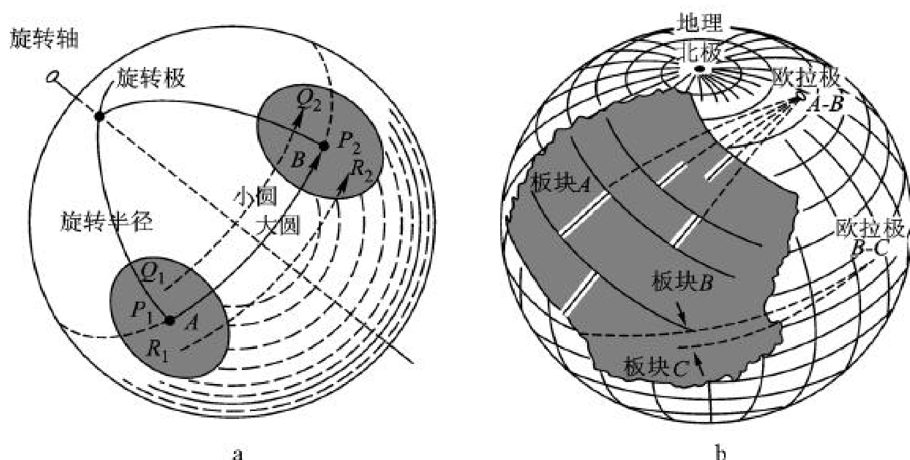



**图 11—8　板块的运动方式**

a 板块的真实运动方式——球面运动；b. 板块的相对运动形成的不同欧拉极

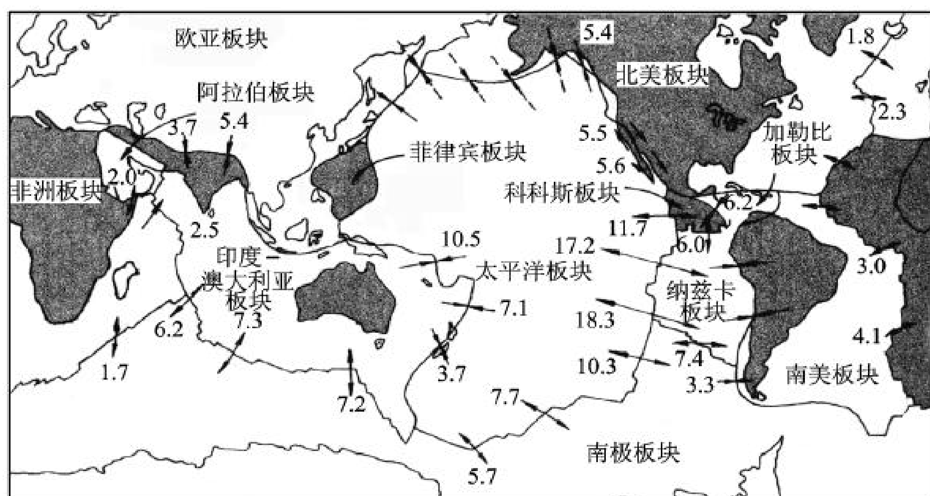



**图 11—9　现代板块的划分方案及各板块的位移矢量**

大陆破裂、裂谷出现到洋盆形成，再从洋盆俯冲、缩小到闭合的完整过程，划分为六个阶段（期），完整地解释了岩石圈板块从生到灭的全过程。

**胚胎期**　地幔的活化最初引起稳定大陆壳的破裂，形成大陆裂谷，东非裂谷就是现代的开裂的实例。

**幼年期**　地幔的活化使其热熔物质喷流或上涌对流，岩石圈进一步破裂并开始出现狭窄的洋壳盆地，红海和亚丁湾为其代表。

**成年期**　随着洋中脊系统的延伸和扩张作用的加强，终于出现了新的大型成熟洋盆，大西洋是其典型。洋盆两侧未发生俯冲作用的称为被动大陆边缘。

**衰退期**　在洋脊系统扩张的同时，洋盆一侧或两侧开始了俯冲消减作用，

称为主动大陆边缘。洋盆面积开始收缩，可以太平洋为代表。尤其是太平洋板块沿着亚洲东部大陆边缘的千岛海沟、日本海沟、琉球海沟和菲律宾海沟，向欧亚板块下面俯冲，形成（海）沟－（火山岛）弧－（边缘海）盆型的汇聚带，组成现今亚洲东缘花彩列岛式的地理面貌。

残余期　随着洋脊扩张作用减弱，两侧陆壳地块相互逼近，其间仅存残留海盆，如地中海。

消亡期　最后两侧大陆直接碰撞拼合，海域完全消失，转化为高峻山系。横亘欧亚大陆的阿尔卑斯－喜马拉雅山脉就是最好的代表。例如，印度板块与欧亚板块的碰撞是属于陆－陆碰撞型的板块汇聚带（图 11－10）。由于大陆壳较轻，它漂浮在软流圈之上，大部分不可能被带往消减带的深处。因而当两个大陆碰撞时，先前的大型古洋盆因俯冲消亡而在地表只保留一些残迹（由蛇绿岩、基性火山岩及深海放射出硅质岩组成），称为板块缝合带（suture），代表板块构造演化最后的陆－陆碰撞阶段。



图 11－10　印度－欧亚大陆的碰撞与喜马拉雅山脉的隆起

威尔逊的板块演化模式反映了岩石圈板块构造演化的一种经典周期，迅速获得了广泛的传播和应用。旋即被公认为威尔逊旋回（Wilson cycle）。

## 三、板块的边界类型

根据相邻板块之间的相对运动方式，可以确定三种不同类型的板块边界。

离散型板块边界　两侧板块沿着相反的方向运动，两侧以频繁的线状玄武岩浆上涌，拉张作用引起浅源地震和高速热流为特征。所有大洋中脊都是本类型板块边界（图 11－11a）。

汇聚型板块边界　以产生深源地震，形成褶皱山系（海岸山脉增生楔），引起玄武质和安山质火山活动（火山弧、弧前盆地和弧后盆地）为特征。太平洋西两岸的俯冲带为其典型代表（图 11－11b）。

转换断层型边界　这种边界既不形成新的岩石圈，原来的岩石圈也不会消减。转换断层并不是使洋中脊发生单方向的平移错位，而是反映了岩石圈的不均匀断裂。转换断层以陡崖为标志，具有水平位移的浅源地震特征，往往伴随着板块的分离和火山活动（图 11－11c）。

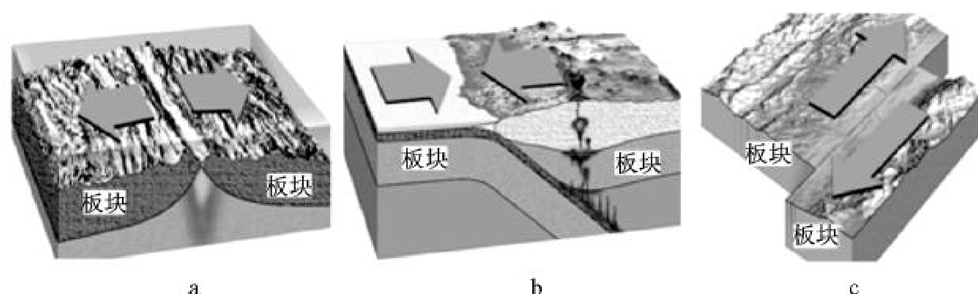



图 11－11　现代板块的划分方案及各板块的位移矢量（据《Geode》）
a. 离散型边界；b. 汇聚型边界；c. 转换断层型边界

每一个板块都可能以上述三种或两种类型的边界组合为自身的界限。如太平洋板块边界包括太平洋中脊（离散型边界）、沿太平洋西侧岛弧－海沟带（汇聚型边界），以及众多的转换断层组成的边界，而非洲板块则只有大洋中脊和转换断层两种边界。

# 第三节　板块运动的机制

板块运动的机制最初是由海底扩张的机制——地幔对流来加以解释的。但由于地球内部实际条件的限制，地幔对流的规模、方式和起因都受到了广泛质疑。从 20 世纪 80 年代后，又陆续产生了一些新的解释。

## 一、地幔对流

海底扩张观念能够获得广泛赞同的一个重要原因，是因为用了一个简明而优美的物理模型——地幔对流——来解释扩张的机制。

地幔对流的设想源于流体力学中的瑞利流实验。把染色的水放入装满高密度、高黏度的葡萄糖浆容器，然后在底部缓慢地加热。这时在糖浆中开始出现上升的水柱，水柱细长，水柱的顶部则出现球形的冠顶。与此相应，在容器周边部分形成方向相反的下降流，两者汇合，形成一种环状的热对流结构。用不同黏度的油、甘油、糖浆做类似的模拟，得出的结果与之如出一辙。这种类似烧开一锅水时，因为热梯度和密度差而导致的沸腾现象，被地学家们认为与地幔的热过程相似：起源于深部的热扰动使地幔底层物质粘度降低，流动性增强，在热梯度的驱动下，受热的高温低粘度物质向热边界层最低处汇集，然后随着温度升高而形成地幔上升热流。后者在到达大洋中脊时，便启动了海底扩张过程。而俯冲的下插板块穿过软流圈进入地幔，与前者结合，即构成了一个完整的对流循环。

地幔对流机制借助于一个简单的物理模型使海底扩张现象获得了充分的解释。一旦人们意识到大陆漂移和海底扩张都是板块运动的一部分时，地幔对流作为板块运动总的驱动机制的想法，也就顺理成章地被提了出来。壮阔而又神奇的岩石圈板块运动竟然起源于如此简单而优美的物理过程的想法，使广大专家和民众都采取了同样的态度：一经接触，先被迷住，继而便是认同。

## 二、质疑地幔对流

如果地幔内的物质状态和物质分布确实和一壶开水或糖浆类似，地幔对流本来完全可以结束对板块运动机制的种种怀疑。但事实恰好相反：如前面第二、三章所述，地壳、地核和“理当”发生对流的地幔内部，都存在着物质组分、物质状态和物质分布的差异。在这种非同类、非同态和非均一的前提下，地幔对流还能否（如同在实验室内的理想条件下）发生、怎样发生？如不能发生，板块将如何运动？就成了必须澄清的问题。

全幔对流　最简单也是最有效的热对流方式是全地幔范围内的统一对流。按照这种方式，对流从地幔底部启动，于大洋中脊处推开大洋板块，在大陆边缘处重新下插，构成完整的环状对流结构。但全幔对流最大的困难是：上、下地幔之间的界面不仅是一个物理界面，也极有可能是一个化学界面。因此上、下地幔就不再是一个统一的物质系统，跨越界面的对流也就难以发生。

分层对流　为了克服全幔对流需要面对的界面障碍，有人提出了修正的分层对流模式。比如设想上、下地幔在各自的空间范围内发生对流，两者间互相

耦合，共同完成推动板块的任务（图2－13a）。但这种方式产生了新的问题：从太平洋的大洋中脊到太平洋的西海岸，球面距离超过14 000 km，上地幔的厚度不过670 km（第二章第四节），上地幔对流环的长、短轴比要小于1/200。同时这个极其扁长的对流环还必须是上凸下凹的，才能与地球的同心圈层结构相吻合。因此，要想使具有这种几何形态的地幔热对流环出现并稳定地维持下去，显然也是极其困难的。

综上所述，全幔对流和分层对流各有难以克服的困难。大规模、大范围内的环状对流方式在地幔内难以发生的想法，也逐渐成为多数人的共识。要推动岩石圈板块运动，看来还需寻找新的驱动机制。

## 三、热点的发现和解释

在太平洋中北部，从夏威夷到皇帝海山岛，一连串的火山岛组成了一条长长的火山岛链，其海底是一处无地震的大洋中脊（图11－12）。除夏威夷岛因

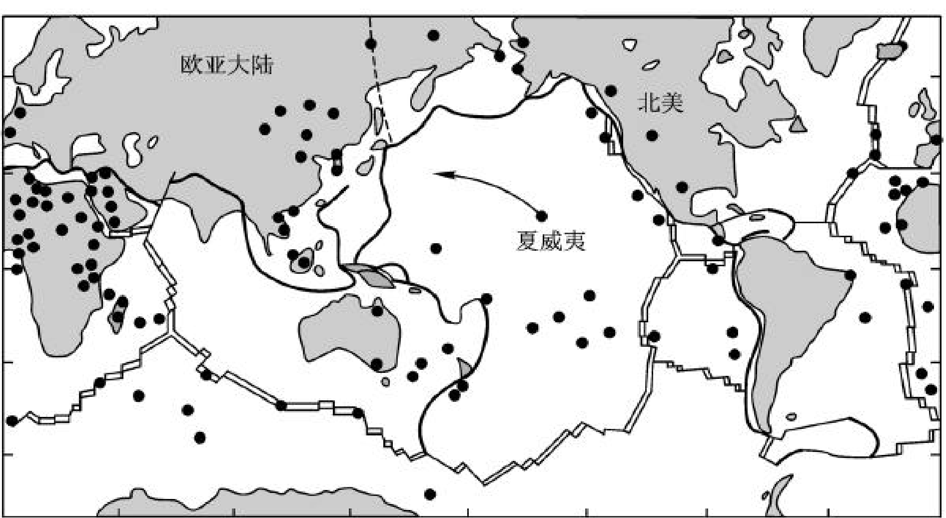



图11－12　太平洋内热点及相关火山链（B. Skinner等，1992）

（图中弧线箭头示夏威夷－皇帝火山岛链的延伸方向）

有现代火山活动发生地震外，这个岛链基本上不发生地震，从而有别于其它多震的大洋中脊。此外，这一火山岛链还有两个特殊之处：一是组成其中每一个岛屿的岩石都是由火山喷发形成的玄武岩，二是这些岛屿上的岩石年龄与夏威夷岛的距离成正比。这一特征让人联想到海底地磁条带异常分布的现象，两者之间似乎有着某种内在的联系。20世纪80年代，摩根（J. Morgan）和威尔逊（J. T. Wilson）提出了一个新的热点（hot spot）概念，来解释这一无震洋脊上的火山岛链现象。他们认为，所谓热点，就是来自地幔深部的上升柱状热流喷射到达地表的表现。这种柱状热流在地幔中的位置是固定的，当岩石圈板块在热

点上移过时，就会受到热点的烧烤，产生火山活动，并留下一个年龄逐渐由老到新的火山链。如夏威夷是现在正在喷发的活火山，其西北的中途岛是 2 500 万年前的死火山，再向西北的火山年龄是 4 000 万年，到皇帝海山链北端的火山年龄是 7 500 万年。太平洋中与此相同的还有托摩图和澳斯特征尔岛链，这三个相互平行的火山岛链，都表明了太平洋板块沿着同一方向运动。

此后在世界各地陆续发现了 60 余个新老热点，这些热点有的已经衰亡，有的还在继续活动。而进一步的研究表明，大洋火山岛下的那类热点是一种位置相对固定、而且深度很大的柱状热源，与引起板块构造扩张的大洋中脊下上涌的线状、深度较浅的地幔热流性质完全不同。

## 四、超地幔柱模型

热点的发现导致了超地幔柱（super plume）模型的诞生。许多学者转向用地幔柱模型来代替早期的地幔对流模型，以避开前者难以逾越的困难和更合理地解释岩石圈板块的运动。1994 年，丸山茂德通过地震波层析成像技术分析勾勒出整个地幔内部的热结构图象（图 11－13），显示岩石圈下插板块一直可以沉降到 670 km 深的上、下地幔边界。下插板块滞留于这个边界上被软化、流动，当滞留板块积累到一个临界量后，就会塌落到下地幔。为了填补因塌落而形成的“空间”，下地幔就会产生向上运动的热地幔柱。因此滞留板块塌落与热地幔柱上升必然成对出现。把塌落的滞留板块称为“冷幔柱”，上升地幔物质称为“热幔柱”，这就是超地幔柱模型。丸山茂德认为，现在全球规模的

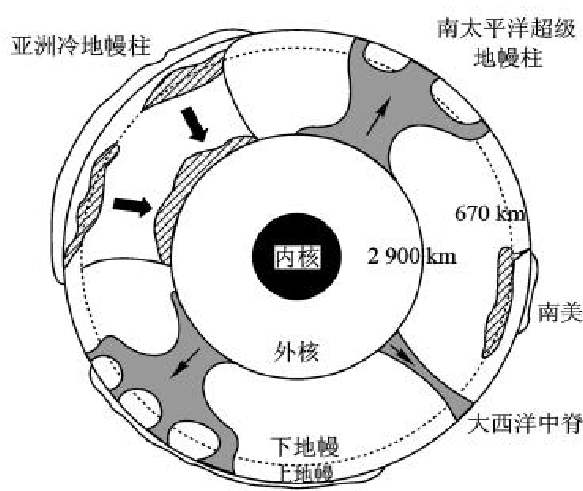



图 11－13　超地幔柱模型（据丸山茂德，1994）
图中指向地核的粗箭头示“冷”地幔柱，
指向地表的细箭头示热地幔柱。

板块运动都是由亚洲大陆之下的下降的超级冷幔柱以及位于南太平洋和南非之下的两个上升的超级热幔柱制约的（图11－13）。

按照现在对地幔柱模式的共识，认为幔柱的生成过程如下：外核中熔融铁散发的热量通过传导过程穿透核幔边界，在该界面上方的100～200 km内，由地幔底层的固态硅酸盐岩石吸收；当这一过程持续到积累了足够的热能后，这层因过热而密度显著降低的地幔岩石将上升近3000 km，到达岩石圈底部而形成地幔柱。

地幔柱的上升速度是非常缓慢的。模拟试验的结果认为从核－幔边界（约2900 km深处）附近的下地幔底层物质穿过整个地幔上升到地表大约需要100 Ma即1亿年。

## 五、内核偏移与圈层耦合模型

Morgen等人将过去以地幔对流为主导的驱动机制修正为板块运动的原动力来自核—幔边界的地幔柱上升过程。丸山茂德则进一步把这种过程加以总结，提出现代全球热过程以两个位于南非大陆之下的超级热幔柱和一个位于欧亚板块之下的超级冷地幔柱为枢纽而控制。但是，尽管上述推断有多方面的地质学、地球物理和地球化学等观测资料证实。对下述问题的解释仍不尽人意，即：①在地球的所有内部圈层中，地壳，地幔和外核都参与了板块运动，为什么内核置身事外，与之没有直接联系？②一个相对于地球坐标长期固定的地幔柱究竟是怎样产生，强化和衰减的？能否预测其演化规律？③在地史资料中表现出来的构造节律，是人为划分的结果，还是由必然的物理机制所控制？为探讨对这些问题的更加合理的解释，黄定华和吴金平等人提出了一个由壳—幔—核三个圈层相互耦合，共同导致板块运动的全球动力学模型（以下将其简称为SCM）。

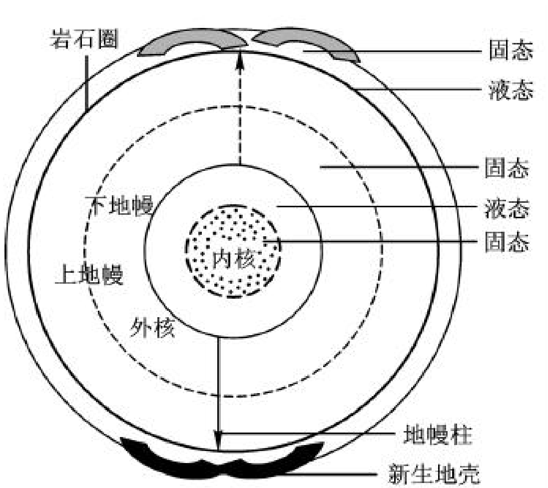



图11－14　圈层耦合动力学模型

注意到图中从地球内核到地壳，地球的物质组成依次是固—液—固—熔融（液）—固态的。上半球的虚线箭头示潜在的地幔柱，灰色块体示将汇聚的岩石圈板块

SCM的运动过程可叙述为如下的一个“四冲程”的往复循环过程，即：①由于某种原因，使内核发生偏移而离开球心位置；②在偏移一侧的外核中，由于对流层厚度减小，热对流将显著加强，使同侧地幔底

部受到更强烈的烘烤，从而形成超地幔柱并上升至岩石圈底层；③上升幔柱烘烤岩石圈使之破裂，同时产生新的地壳；④新生地壳随着破裂的岩石圈板块朝另一半球运动，到达且会聚于某个新的极限位置（图11－14）。

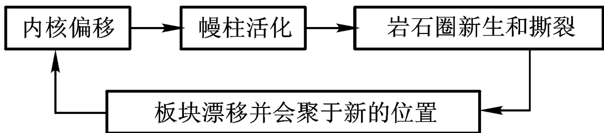



图11－15　SCM的运动流程示意图

简言之，基于SCM，地球内部的核—幔—壳三圈层耦合的运动过程，可概略地表示为如图11－15所示的4个阶段。

SCM最为特殊之处在于：上述的四步冲程完成后，模型还具有自反馈的机制，使这四个冲程会因此周而复始的发生和维持下去。因为紧接着第四步过程，在汇聚板块发生碰撞和俯冲的过程中，这一部位的质量也逐渐增加，直到打破全球引力平衡，并吸引内核反过来向汇聚板块所在的半球运动。这样一来，当内核重新偏移到另一半球后，将重新导致此侧外核对流强化、地幔底部物质加速熔融、使该部位的地幔柱开始逐渐生成和活跃起来；被激化的新生地幔柱加剧活动，汇聚板块又会再次被烘烤、撕裂并漂移开去，等等。于是SCM所描述的上述四步过程又会重新发生一次，从而构成一种稳定存在的全球运动节律。

SCM在已有的板块运动模式基础上，增加了对内核偏移和由于板块漂移引起的全球质量改变的考虑。这两种效应在地质时间尺度上应该是无法忽略的。只要加上地幔柱的作用，无须再有任何其它的外加因素，板块运动就能够自足地继续下去。这恰好构成一种真正意义上的核—幔—壳耦合运动。

如果地球的运动确实是依照SCM的方式进行的，那么对于地球的实际组成而言，这种运动既不需更多其它外界条件的加入，也不能缺少已有（分层及物态）条件中的任何一部分。从这一意义上讲，按SCM运动的地球恰好构成了一个自洽且自足的动力学体系。

## 思考题

1. 试将大西洋两侧大陆按海岸线形态剪下来拼贴在一起，与课本上计算机按960 m水深处拼贴的大陆进行对比。在拟合程度上有何差别？
2. 海底岩石的磁场是怎样记录下来的？这些磁异常记录说明什么？
3. 为什么可以根据南半球各大陆二叠纪—三叠纪陆生生物的相似性来推测存在冈瓦纳大陆？

4. 地球上2～3亿年前曾经存在一个联合古陆，有什么证据？
5. 地球上现在有几个板块？板块边界有哪些类型？
6. 请拿一张薄纸用两手绷紧，另一个同学用手指将纸戳穿，试看是否常常会出现三叉形张裂。
7. 板块运动与地质构造、火山活动、地震灾害的关系？
8. 分析地球表面形态与板块构造的关系？
9. 环太平洋火山带及地震带与哪种类型的板块运动有关？火山岩主要是什么类型，为什么？
10. 区域变质作用、接触变质作用主要发生在什么条件下？
11. 板块构造与超级幔柱构造的异同点是什么？两者是彼此矛盾还是相互补充？
12. 海底在扩张，地球是不是跟着膨胀？为什么？

# 第十二章 构造运动及地质构造

把事物的发展看作是事物内部的必然的自己的运动，而每一事物的运动都和它的周围其它事物相互联系着和互相影响着。事物发展的根本原因，不是在事物的外部而是在事物的内部，在于事物内部的矛盾性。

——毛泽东

## 第一节 构造运动及其一般特征

### 一、构造运动的概念

在地质学中一般将由内动力所引起的地壳岩石发生变形和变位的机械作用称为构造运动（tectonism），有些学者则称之为地壳运动（crustal movement）。20世纪60年代兴起的板块构造学说，证明大规模的地壳运动实际上是岩石圈板块在软流圈上漂移的结果（见本书第十一章）。所以，在阅读地质文献时往往将构造运动、地壳运动、岩石圈运动（lithosphere movement）或岩石圈板块运动（plate movement）视为同义词。

地球诞生以来已经历了46亿年的发展历史，岩石圈自其形成后总是持续不断地运动着。早期构造运动在岩石中形成的构造形迹（structural features）必然被后期构造运动改造或叠加上后期的构造形迹，这些构造形迹统称之为地质构造（geologic structure）。深入研究一个地区的地质构造，区分不同地质时期形成的地质构造的特点，可以得出该地区的构造运动演化历史，有助于弄清矿产资源状况，并对工程建设和了解地质环境演化有指导意义。

在地质学中一般把新近纪和第四纪（前23 Ma—现代）时期内发生的构造运动称为新构造运动（neotectonic movement）；把人类有文字记录史至现代发生的构造运动称为现代构造运动（modern tectonic movement）；新近纪之前发生的构造运动称为古构造运动（paleotectonic movement）。

## 二、构造运动的基本特征

### (一) 构造运动的方向性

构造运动按其方向可以分为水平运动和升降运动两类。

#### 1. 水平运动 (horizontal movement)

岩石圈板块或地壳岩块沿地球圈层切线方向移动称为水平运动。现代发生的水平运动可以用美国西部圣安德烈斯断层两盘的水平滑移为例，近年来利用卫星测量资料监测断层两侧的昆西与奥泰山两个测点之间，平均年水平位移量达 8.9 mm。世界上许多地方在坚硬岩层中出现的复杂褶皱和断层，表明其为原始水平的岩层受到水平方向的长期的挤压或拉张作用，这是地质历史时期中水平方向构造运动的证据。

#### 2. 升降运动 (vertical movement)

地壳岩块沿地球半径方向的运动称为升降运动或垂直运动。多年来对喜马拉雅山脉进行的大地测量发现，山区北坡每年以 3.3～12.7 mm 的速度不断上升，南坡的恒河谷地则持续下降，这是现代升降运动的有力证据。大陆上广泛分布的由古代海洋中的沉积物形成的沉积岩，显然是古代升降运动的结果。

当然，水平运动和升降运动不会是绝对地、孤立地发生的，二者经常相伴或相继发生。例如，当岩层受到强烈水平运动的挤压作用而产生大规模的褶皱作用 (folding) 时，必然导致一些地区的上升和另一些地区的下降。当一个地区强烈上升和相邻地区相应下降时，二者之间的岩层常被拉张而产生断层 (fault)，断层两侧岩块不仅发生相对的升降，往往还伴随水平方向的位移。

### (二) 构造运动的速度和幅度

构造运动的持续应力作用造成局部岩块的突然断裂，以地震波形式释放能量而引起地震 (earthquake)，这一过程甚为短促，人们可以明显地察觉到。第三章中介绍的板块运动，其漂移达几千上万千米，但其年均位移距离有的不足 1 mm，即使有的超过 10 mm，人们也不可能凭肉眼看出来。世界上最雄伟的喜马拉雅山脉，山脊高程达 6 000～7 000 m，从山上岩层中发现的渐新世海相化石和后期的陆相地层表明，这个地带在 30 Ma 前还处于浅海环境，到前 25 Ma 左右上升成为陆地。此后继续上升，最高山峰已达 8 848 m，而且现在还以每年几毫米的速度缓慢增高。

### (三) 构造运动的不均匀性和阶段性

系统地研究在地质时期中岩石圈的演化历史，发现不同地区同一时代的构造运动强度有显著的差异，而同一个地区不同时代的构造运动强度也很不相同，表明构造运动在时间上和地域上的不均匀性。

在 19 世纪至 20 世纪发展起来的槽台学说认为，地壳上有一些狭长地带长

期以较快速度下降并堆积起巨厚的沉积，称为地槽（geosyncline）。另一些广阔地域以缓慢速度下降，仅堆积起不厚的沉积，称为地台（platform）。以后构造运动强化，使地槽区受到挤压，岩层强烈褶皱和断裂并上升成陆地，最后形成高大的山系。从地槽出现到最后消亡而形成褶皱山系的过程称为一个构造旋回（tectonic cycle），这一过程大致延续150～200 Ma，以所研究的经典地槽命名。早古生代阶段（前600—400 Ma）称加里东构造旋回，晚古生代阶段（前400—250 Ma）称海西构造旋回，中生代阶段（前250—65 Ma）称老阿尔卑斯构造旋回，新生代以来（前65 Ma—现代）称新阿尔卑斯构造旋回。

构造运动在全球范围内这种长期平稳活动与相对短期的强烈活动的交替，在地台区内也有相应的反映，只是地台上沉积岩层不形成褶皱山系，仅出现舒缓褶皱、单斜岩层（monocline），有些地区则平稳地升降。传统地质学将构造运动的周期性作为认识地壳演化历史阶段性的重要依据，因而也作为划分大的地质时期和相当的地层界线的重要根据之一。

## 第二节 构造运动的证据

### 一、测量证据

现代构造运动最有说服力的证据是对地壳用精密仪器进行的长期监测数据。前面引用的美国西部圣安德烈斯断层两侧的水平位移和喜马拉雅山脉的上升数据证明了大陆上不同地区进行着水平运动和升降运动。下面再用洋底的位移来说明。1974年法、英两国科学家曾组织三只深海潜水器对亚速尔群岛西南的大西洋中脊裂谷作详细考察。裂谷底宽3 km，有许多平行裂谷延伸的正断层（normal fault），断距达几百米。谷底溢出大量的基性熔岩，经测定年龄还不到一万年。通过磁异常条带宽度测量，计算出裂谷东侧扩张速度为13.4 mm/a，裂谷西侧为7.0 mm/a。用同样的方法测得太平洋赤道附近的洋脊裂谷扩张速度为50 mm/a。

### 二、地貌标志

地貌（landform）即地壳表面起伏的特征和外部形态。各种地貌是地球内动力和外动力对地壳协同作用的产物。巨型地貌的形成主要受构造运动的控制，中、小型地貌则以外动力作用为主塑造而成。例如长期持续上升的中、高山区，在长期的风化、剥蚀和搬运作用下，该区内常见高山、尖岭、深谷、河

谷内多级阶地（图12—1）和多层溶洞等地貌；长期持续沉降的地区，沉积作用占据优势，区内出现广阔的冲积平原、低山、缓丘、残丘、宽谷、蛇曲及埋藏阶地等地貌。怒江右岸见三级阶地，左岸见更高的第四级阶地，已高出河床100 m以上。



图12—1　滇西怒江峡谷中的多级阶地

（据《西部开发报》，2003.11.7）

现代珊瑚生活在海面高潮线至水深50 m的清洁温暖水域。如果发现珊瑚礁远高于海面，可以作为该区海底上升的标志。我国的西沙群岛上分布有距今4 Ka的珊瑚礁灰岩，高出海面15 m，表明该区域全新世中期以来持续缓慢地上升。若珊瑚礁顶部距海面水深远大于50 m，则可作为该区海底下沉的标志。

## 三、地质证据

### （一）沉积厚度

浅海是地球上主要的沉积场所。浅海沉积以陆源碎屑沉积、碳酸钙粒屑沉积和氧化铝、铁的胶体沉积为特色，同时伴有浅海区生活的生物遗体和遗迹。如果发现浅海沉积物的厚度大大超过200 m，表明该区域在堆积沉积物的同时海底不断下降，始终保持着浅海状态。按沉积物的厚度与沉积时限的比值，可以计算出该区海底年均沉降速率。

### （二）沉积相变化

沉积相（sedimentary

石的沉积特征、生物特征等综合来判别和划分的。按自然地理环境，沉积相可分为海相、陆相和海陆过渡相三大类。其中可再分相、亚相、微相等。当某区域持续上升或下降时，其地理环境将发生变化，沉积相也相应发生变化。例如某浅海区近岸带沉积较粗碎屑物和氧化铝、氧化铁的胶体沉积和碎屑碳酸钙沉积；离岸远的海底沉积细碎屑物如细砂、粉砂和泥粒、生物礁灰岩等；更远的浅海深水区，除泥质沉积物外，可以形成硅质和磷质沉积物。在半深海至深海区海底上常堆积浊积物。当该区持续下降时，原先的浅海深水区将变成半深海

区，而浅水区变成深水区，近岸带则成为浅水区，滨岸陆地则被海水淹没，这种情况称为海进（transgression）；当该区持续上升时，情况恰相反，出现海退（regression）。在图12－2两地沉积相柱状剖面图中，从下向上沉积物的粒度和岩性有显著的变化，这反映沉积过程中环境有了变化，它间接地反映了构造运动的状况。

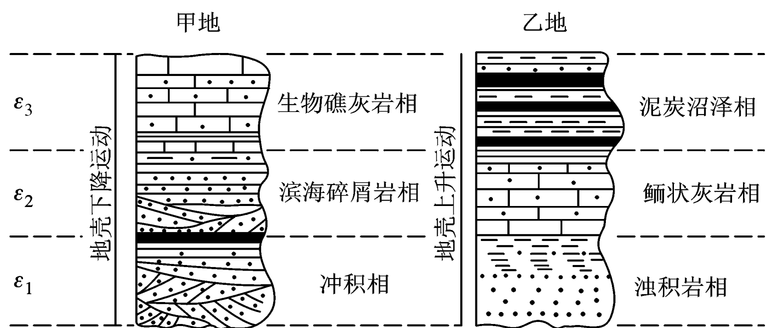



图12－2　沉积相变化与地壳运动关系

（三）褶皱和断层

褶皱和断层是岩层在构造运动的应力作用下产生永久变形的结果。通过对褶皱和断层形成的力学分析，可以恢复构造运动的性质和方向。

(1) 某地区岩层中仅出现孤立的穹隆和高角度正断层，可判定该地区在褶皱和断层形成阶段主要受上升运动的作用。

(2) 某地区岩层中形成连续的紧闭褶皱和逆掩断层、推覆构造时，表明该地区曾受到强烈的水平挤压应力作用，是发生过水平方向构造运动的可靠证据。

(3) 大型引张断陷，如裂谷、地堑等，是水平引张作用产生的，洋中脊裂谷是岩石圈板块在软流圈上背向漂移产生的。

（四）地层接触关系

地层（stratum）是指具时代含义或一定层位（horizon）的一层或一组岩层。上下两套地层的接触关系是导致沉积环境变化的构造运动的综合表现。常见的地层接触关系有整合、平行不整合与角度不整合三种。

1. 整合（conformity）

整合是指上下两套地层的产状完全一致，形成时代是连续的。它表明该区域曾处于长期稳定的下降运动状态，有充分的沉积物来源，沉积作用连续不断（图12－3中C与O、P与T之间的接触关系）。

2. 平行不整合（parallel uncoformity）

上下两套地层形成时代不连续，即其间缺失若干地质时代的沉积，但两套地层的产状一致，这种接触关系称为平行不整合或假整合（disconformity）。它

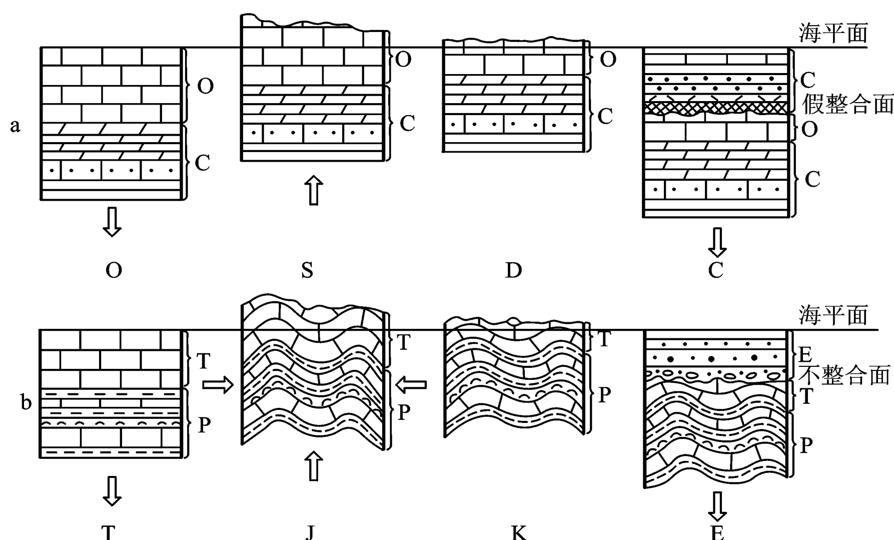



图 12-3　地层接触关系形成示意图

a. 整合、假整合形成示意图，O. 接受沉积，S. 上升，D. 风化剥蚀，C. 下降，接受沉积

b. 整合、不整合形成示意图，T. 接受沉积，J. 褶皱、隆起，K. 风化剥蚀，E. 下降、接受沉积

表明下覆地层形成之后该区发生了平稳的上升运动，下覆地层在陆地上遭受风化剥蚀，在剥蚀面上往往形成风化壳（weathering crust）。以后该区又平稳下降，在风化剥蚀面上堆积起新的沉积（图 12-3a 中 O 与 C 的接触关系）。

3. 角度不整合（angular unconformity）

上下两套地层形成时代不连续，接触面上下两套地层产状斜交，这种接触关系称为角度不整合，简称不整合（unconformity）。它表明在下覆地层形成之后该区发生了强烈水平挤压作用，原始水平产状的岩层倾斜或褶皱，并隆升成为陆地，遭受风化剥蚀，以后该区下降接受新的沉积，在风化剥蚀面上堆积起新的沉积层（图 12-3b 中，T 与 E 的接触关系）。

对地层不整合的研究，除了可以判定构造运动的性质外，还可根据不整合上下地层的时代大致确定构造运动作用于该区域的时代。此外，对不整合面上古风化壳的研究可以了解古地理和古气候环境。区域性的不整合与假整合常是划分地层的依据之一，可成为地层单位中界、系两级单位的分界面。

## 第三节　地质构造

地质构造是地质体（geologic body）或地壳中的岩块受到应力作用造成永

久变形的产物。地质体泛指天然的岩石块体，而不论其规模大小、形状、内部结构和成因。地质体在表上直接露出部分称为露头（outcrop）。露头上往往赋存有地质构造的一些信息，因而成为地质工作者野外调查研究的重要对象。

在应力作用下，地质体有的发生空间位置的变化（变位），如平移和平稳的升降；有的出现形体改变（形变和体变）和方位扭转。这些变化后的产物统称为地质构造，常见的地质构造有水平构造（horizontal structure）、倾斜构造（dipping structure）、褶皱（fold）、断裂（fracture）以及岩浆岩作用产生的构造等。

## 一、地质构造空间位置的测定

为了研究地质构造，首先要确定它的空间位置，也就是确定地质构造的产状。

组成地壳的岩石从总体上看，岩浆岩占绝大部分，其次是变质岩，沉积岩仅占地壳岩石总量的5%左右。但从地壳表层（0～3 km）的岩石看，具层状构造的沉积岩和火山岩超过岩石总量的80%。地质构造的各种类型在层状岩石中发育最好，表现得最清楚。下面着重介绍岩层产状的测定方法。

### （一）岩层的产状（attitude of stratum）

岩层的产状即岩层在空间的位置，以其层面在三维空间中的延伸方向和与大地水准面（水平面）的交角关系来确定，即用层面的走向、倾向和倾角三个变量来度量。这三个变量称为岩层产状三要素（图12－4）。

#### 1. 走向（strike）

层面与水平面相交所得的直线称走向线，走向线两端指示的方向即是岩层的走向。它有两个方向（二者相差180°）。走向表示岩层在空间的延长方向。

#### 2. 倾向（dip）

在层面上与走向线垂直并沿斜面向下所引的直线为真倾斜线，此线在水平面的投影线为真倾向线，真倾向线指示的方向是岩层的真倾向，简称倾向。倾向只有一个，表示岩层向下倾斜的方位。层面上与走向斜交的直线均为视倾斜线，其在水平面上的投影均为视倾向线，其方向为视倾向。

#### 3. 倾角（dip angle）

层面上真倾斜线与真倾向线的夹角为岩层的真倾角，简称倾角。视倾斜线与其在水平面上投影线的夹角为视倾角。所有的视倾角均小于真倾角。

岩层层面的产状须在野外的岩石露头上用地质罗盘直接测量。所测量的层面应具有代表性，即其能代表露头上显现的层面总的方位。测量数据立即记录在野外地质记录本上，或在掌上电脑上作技术处理。

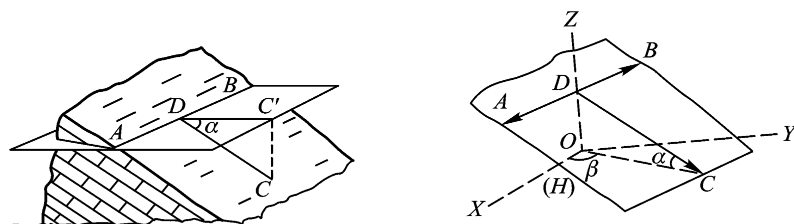



图 12－4　倾斜岩层的产状（左）与层面的空间状态（右）

*AB 为层面走向，DC 为最大倾斜线；DC′为倾向，α为层面倾角*

（二）岩层厚度（thickness of stratum）的测定

岩层是具有三维空间的板状地质体。为了真正确定岩层或地质构造的空间位置，还应同时实测岩层的厚度。岩层的厚度是指同一岩层从顶面（superface）到底面（subface）的距离。测量线必须同时垂直于顶面和底面，才能量得岩层的真厚度。若测量线与顶面和底面斜交，测量得的是假厚度。显然，假厚度恒大于真厚度。图 12－5 表示露头上岩层出露宽度（假厚度）与真厚度的关系。

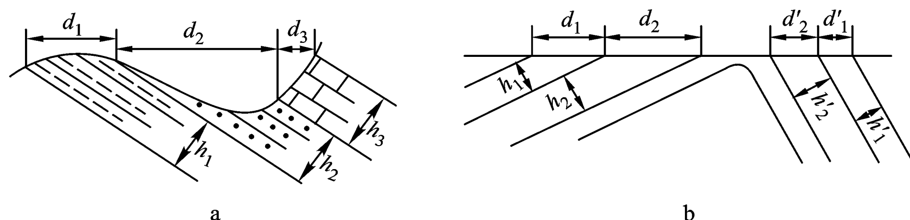



图 12－5　倾斜岩层出露宽度与岩层厚度、倾角及地形的关系

a. 岩层倾角和厚度相同，地形不同，b. 岩层倾角、厚度都不同，

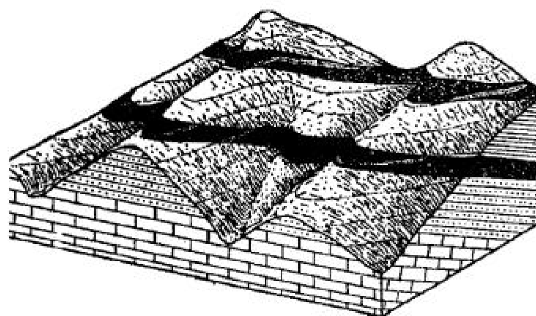
但地面坡度相同，*h* 厚度，d. 出度宽度

岩层呈水平产出时，没有倾向，倾角为零，其走向可以是任意方向。它的空间位置受岩层厚度控制。

似层状地质体（如岩脉、岩饼和面状分布的火山岩等）的产状，可以测量其延展面的走向、倾向、倾角和平均厚度来确定其在空间的位置。

（三）“V”字形法则

“V”字形法则是指当不同产状的岩层分布于不同坡度及坡向的地形区时，如何根据地层出露线有规律弯曲的现象判断地层产状的法则。当地层倾向与地形坡向相反时，地层出露线弯曲方向与地形线相同，但地层出露线弯曲程度小于地形线，称“相反相同”（图 12－6）。当地层倾向与地形坡向一致、地层倾角大于地形坡度角时，地层出露线弯曲方向与地形线弯曲方向相反，称“相同相反”（图 12－7a）；当地层倾向与地形坡向一致、地层倾角小于地形坡度时，地层出露线弯曲方向与地形线一致，但地层出露线弯曲程度大于地形线，称



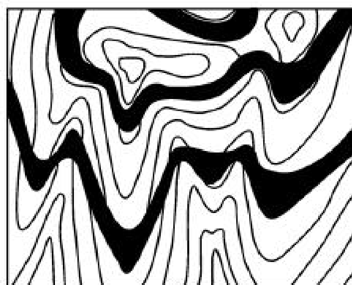
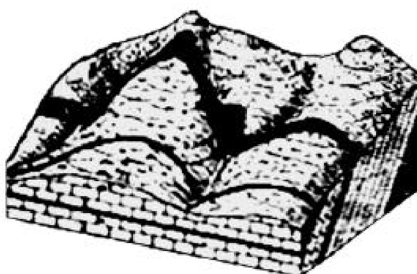
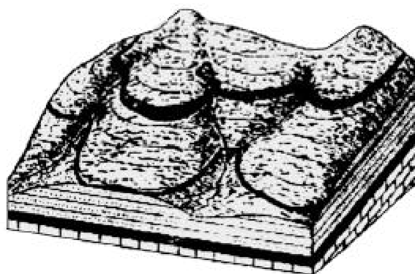


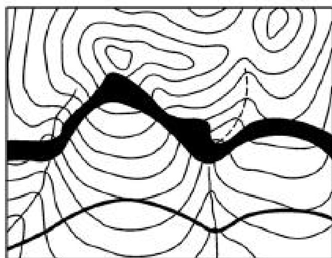
图 12—6 "V"字形法则 (1)

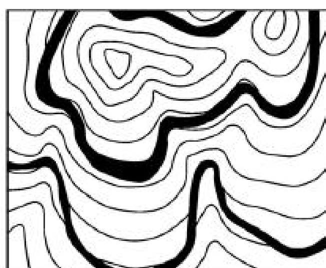
上图：地层倾向与地形坡向相反；

下图：在地形图上地层出露线与地形线弯曲方向一致，但弯曲程度小于地形线









a　　　　　　　　　　b

图 12—7 "V"字形法则 (2，3)

a. 上图：地层倾向与地形坡向相同，但地层倾角大于地形坡角；下图：在地形图上地层出露线与地形线弯曲方向相反。b. 上图：地层倾向与地形坡向相同，但地层倾角小于地形坡角；下图：在地形图上地层出露线与地形线弯曲方向相同，但地形线弯曲程度大于地形线

“相同相同”（图 12—7b）。

利用 V 字形法则，不仅可以在地形地质图上间接“读”出研究区岩层的空间展布特征，也可以在野外研究中，直接根据岩层出露线的弯曲特征，分析岩层向地下延伸的规律。

## 二、水平构造

大部分沉积岩是在海洋盆地和湖泊盆地中形成的，除陡岸和岛屿边缘的沉积物形成倾斜层理（bedding）外，海相和湖相沉积岩具有原始水平产状。大面积覆盖的玄武质熔岩和平坦地面上堆积的凝灰岩常具有近水平的产状。这些岩层在平稳的上升运动作用下，仍保持其水平产状，这种构造称为水平构造（图 12—8）。



图 12—8　水平构造（叶俊林摄）

水平构造在地貌上表现为，沟谷底部出露老的岩层；顺坡向上岩层逐渐变新；山峰顶为较新的岩层；在不同的沟谷坡上，只要高程相同，出露的岩层必定是同一时代的相当岩层。

## 三、倾斜构造

岩层层面在较大范围内向同一个方向倾斜，倾向和倾角变化不大（无突变）的构造称为倾斜构造。原始水平产状的岩层受到差异升降运动的改造，原始倾斜岩层被抬升到地表，都可以成为倾斜构造；巨型褶皱的一翼或大断层的一盘，也可能表现为倾斜构造（图 12—9）。



图 12—9　倾斜构造（叶俊林摄）

倾斜岩层出露地面的表现与水平构造不同。当沟谷走向与岩层走向相交时，从沟口向沟头出露的岩层可能由新到老（岩层向沟口倾斜），也可能由老到新（岩层向沟头倾斜）。此外，最高山峰上出露的不一定是最新的岩层，最

低谷底上出露的不一定是最老的岩层。

岩层的顶面或底面常保留着成岩过程中的某些标志，如泥裂、波痕、雹痕、残根等。岩层形成以后受到构造运动而变位、变形，若顶面仍然在上，底面在下，层序是下老上新，称为正常层序（normal succesion）。当顶面在下，底面在上时，表明岩层倒转了，层序是下新上老，称为倒转层序（reversed succession）。在野外的露头上常根据岩层顶面或底面特征和成岩过程中的特殊标志来判定岩层的层序。如层面上的泥裂，正常位置是裂口上宽下尖。若层序倒转，则裂口朝下，尖端向上（图12－10）。

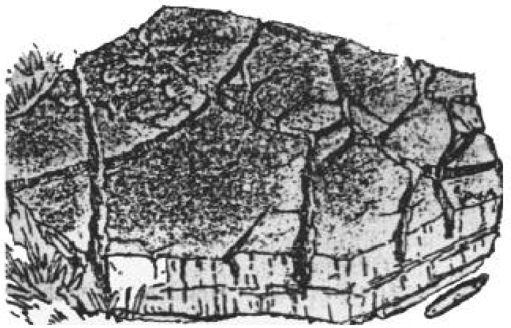


图12－10　泥裂（李尚宽素描）

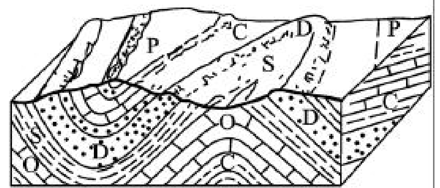
## 四、褶皱

### （一）褶皱的基本形态

褶皱是岩层在应力作用下产生连续弯曲的塑性变形（plastic deformation）产物，岩层的连续完整性没有破坏。褶皱的基本类型有两种：背斜（anticline）和向斜（syncline）。其规模有大有小，小的须用显微镜观察，大的可宽达几千米，延长达几十千米（图12－11）。



a





b

图12－11　背斜与向斜

a. 甘肃当金山的连续褶皱（据李尚宽）；b. 背斜和向斜模型

背斜　岩层向上弯曲、中心部位岩层较老，两侧岩层依次变新。

向斜　岩层向下弯曲，中心部位岩层较新，两侧岩层依次变老。

若褶皱的岩层上升到地表而未受到剥蚀作用时，则背斜为高地，向斜为低地，地面上仅见到时代最新的岩层。褶皱岩层遭到强烈风化剥蚀后，地面的起伏主要取决于岩石抗风化剥蚀的能力。若褶皱岩层为同一种岩性或强度相近，由于背斜核部断裂较向斜核部发育，背斜核部很可能成为低地或谷地，向斜核部反而形成高地或山梁（图12－11b）。

（二） 褶皱要素

褶皱的基本要素有核、翼、转折端、枢纽和轴面（图12－12）。

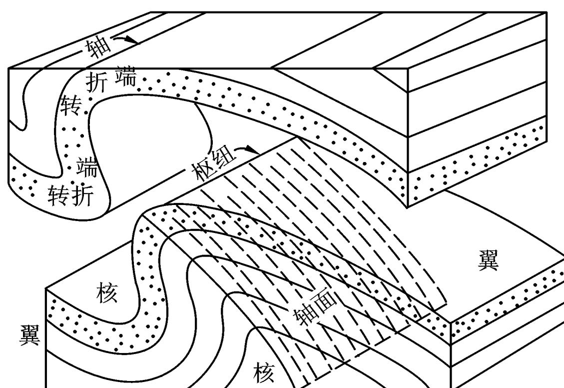



图12－12 褶皱要素示意图

核（core） 或称核部，指褶皱中心部位的岩石。

翼（limb） 或称翼部，指核部之外的两侧岩石。

转折端（hinge zone of fold） 指褶皱从一翼向另一翼过渡的弯曲部分。

枢纽（hinge of fold） 指同一褶皱面上曲率最大点的连线。

轴面（axial plane） 指平分褶皱的一个假想面。

（三） 褶皱的分类

1. 根据轴面和两翼产状的分类

根据褶皱轴面和两翼产状可将褶皱分为直立褶皱（upright fold）、斜歪褶皱（inclined fold）、倒转褶皱（overturned fold）、平卧褶皱（recumbend fold）和翻卷褶皱（facing down fold）（图12－13）。其中倒转褶皱是其一翼地层的层序已发生了倒转；平卧褶皱的轴面近于水平；翻卷褶皱是早期褶皱的轴面再发生弯曲的褶皱。

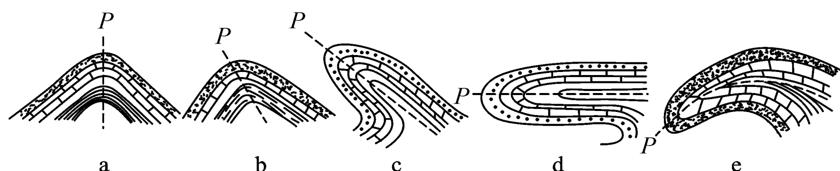



图12－13 根据轴面和两翼产状分类的几种褶皱

a. 直立褶皱；b. 斜歪褶皱；c. 倒转褶皱；d. 平卧褶皱；e. 翻卷褶皱

2. 根据转折端形态的分类

图12－14画出了5种褶皱的立体图。其中圆弧褶皱（arcual fold）的转折端成圆弧状；尖棱褶皱（chevron fold）两翼较平直，转折端呈尖角状；箱状褶

皱（box fold）的转折端宽阔平直，两翼陡立；扇形褶皱（fan fold）的两翼均向核部倾斜，因而两翼岩层新老层序倒置。挠曲（flexure）出现在褶皱不发育的缓倾斜岩层中，其局部地段出现台阶式弯曲，有些学者称其为膝折（kink）。

3. 根据褶皱平面形态的分类

根据褶皱在水平面上展布的长度与宽度之比，可划分为线状褶皱（linear fold），其长宽比大于10∶1；短轴褶皱（brachyfold），其长宽比在10∶1至3∶1之间；等轴褶皱，其长宽比小于3∶1。背斜式等轴褶皱常称为穹隆（dome），向斜式等轴褶皱常称为构造盆地（structural basin）。

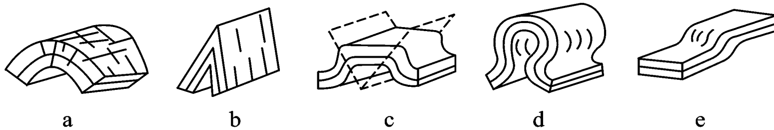



图12—14　根据转折端形态分类的几种褶皱

a. 圆弧褶皱；b. 尖棱褶皱；c. 箱状褶皱；d. 扇形褶皱；e. 挠曲

## 五、断裂（fracture）

断裂是地质体受力发生破裂的变形，小的断裂须在显微镜下才能观察到，大的断裂可延长几千千米。

### （一）节理（joint）

节理是一种没有明显位移的脆性断裂（brittle fracture），它是地壳表层的岩石中发育最广泛的断裂构造。在岩石露头上相间几米至十几米都可以见到一条节理。有些地段节理的密度可达每米10条以上，岩石显得非常破碎。自地表向下随深度加大，节理的密度逐渐降低。但即使在深入地下2 km的采矿洞内的岩壁上仍然可以见到节理。

节理的成因有多种。在岩石形成过程中产生的节理称为原生节理（primary joint），如喷出岩在冷凝固结过程中产生的柱状节理（prismatic joint）（图12—15）。成岩后形成的节理为次生节理（secondary joint）。岩石经风化作用而产生的节理即是次生节理，又称风化节理，属非构造节理。由构造运动产生的节理称为构造节理（tectonic joint），属于次生节理。

构造节理按其力学性质分为剪节理（shear joint）和张节理（tension joint）。这两种节理在岩石中广泛分布，规模可大可小，常成为地下水运移的通道，有些甚至是矿液的通道和成矿场所。例如著名的赣南钨矿的脉状矿体就是矿液充填在张节理中形成的。在工程地质上对岩石节理的研究极为重要，相互平行的两组节理交叉共存可将岩石切成菱形块体（图12—16）。节理的发育程度是工程地基强度的重要影响因素。

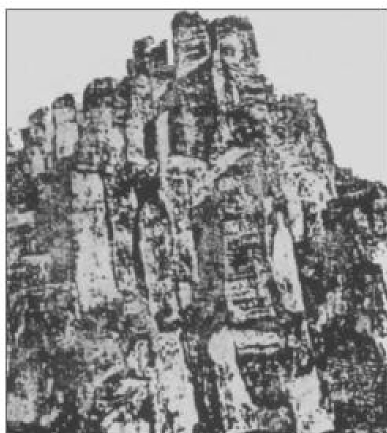


图 12－15　玄武岩的柱状节理
(叶俊林摄)

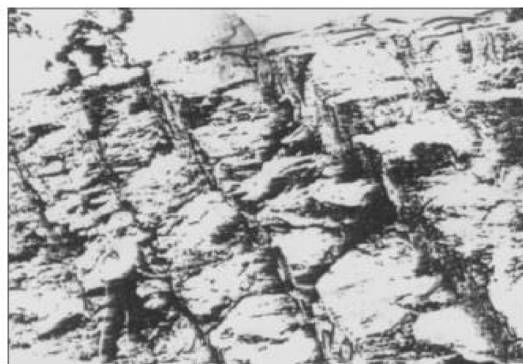


图 12－16　石灰岩中的交叉节理
(叶俊林摄)

（二）断层

断层是具有显著位移的断裂。断层在地壳中广泛发育，但分布不均匀。多数断层发育在地壳上层，少数断层切入地壳下层，有的甚至切入岩石圈中下层。地球上最大的断层是作为板块边界的断层，如洋脊轴部大断层和板块边缘的走向滑动断层。

1. 断层要素

(1) 断层面（fault surface）　断层面是指把地质体断开成两部分（两盘）并沿之滑动的破裂面。断层面一般为稍有起伏的不规则面。断层面的产状同岩层层面一样用走向、倾向和倾角来测定（图 12－17）。大断层的断层面通常不是一个单一的几何面，而是由一系列大致平行的次级断层面组成断层带，其宽度达几十米至几千米。在断层带中夹杂着碎裂岩块、岩屑、断层泥（fault gouge）以及固结的断层角砾岩（fault breccia）、碎裂岩（cataclasite）和糜棱岩（mylonite）。

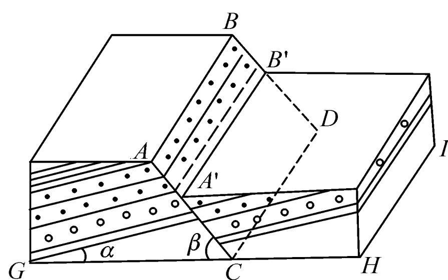



图 12－17　断层要素示意图

(2) 断层线（fault trace）　断层面和断层带在地面的出露线称为断层线。由于地面的起伏和断层面自身的曲折，断层线通常也是曲折的。大的断层带及其两侧岩石甚为破碎，其露出地面的部位较易风化和剥蚀，地貌上常成为低洼地带，有些断裂带上有泉水溢出。

(3) 断盘（fault wall）　指断层面两侧相互错开的岩块。断层面倾斜时，断层面上的岩块称上盘（hanging wall），断层面下的岩块称下盘（footwall）。当

断层面直立时，则用方位来命名，如断层面走向东西延伸，则称北盘和南盘。此外，也可按断盘相对运动方向来命名，将相对上升的一盘称上升盘（upthrown side），相对下降的一盘称下降盘（downthrown side）。

(4) 断 AA′或 BB′为断距）。小断层的断距仅几米或更小，大断层的断距可超过 100 km。

2. 断层的主要类型

(1) 按断盘相对运动方向分为正断层（normal fault）、逆断层（reverse fault）和平移断层（strike－slip fault）。

正断层　指上盘相对下降、下盘相对上升的断层。正断层的断层面通常大于 45°（图 12－17）。正断层主要是由于引张力和重力作用形成的。

逆断层　指上盘沿断层面向上移动的断层（图 12－18）。断层面倾角大于 45°的逆断层称为高角度逆断层。断层面倾角小于 30°的逆断层称为逆掩断层（overthrust）。



图 12－18　灰岩中的逆断层（叶俊林摄）

平移断层　指断层面直立、断盘沿断层面作水平滑移的断层，也称为走向平移断层（图 12－19）。巨大的走向滑动断层的断距可达几十千米，有的超过 100 km。

(2) 断层的组合类型　地堑与地垒、阶梯状断层、叠瓦式断层、推覆构造。

地堑（horst）　一般由两条以上相向倾斜的正断层组成，其公共盘为下降盘。

地垒（horst）　由两条以上相背倾斜的正断层组成，其公共盘为上升盘（图 12－20）。地堑和地垒在一个地区相邻伴生，常组成盆岭构造（basin-range structure）。

阶梯状断层（step fault）　指在一个地区内产状大致相同的几条正断层相邻发展，其上盘依次下降而呈阶梯状排列（图 12－21）。



图 12－19 以平移为主的断层及其断层面

（叶俊林摄）

地质人员在观察断层面，面上的缓斜条纹

为断层擦线，可指示断盘相对运动方向

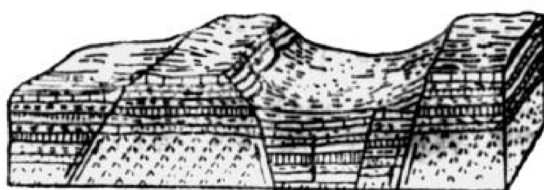


图 12－20 地垒与地堑



图 12－21 阶梯状断层

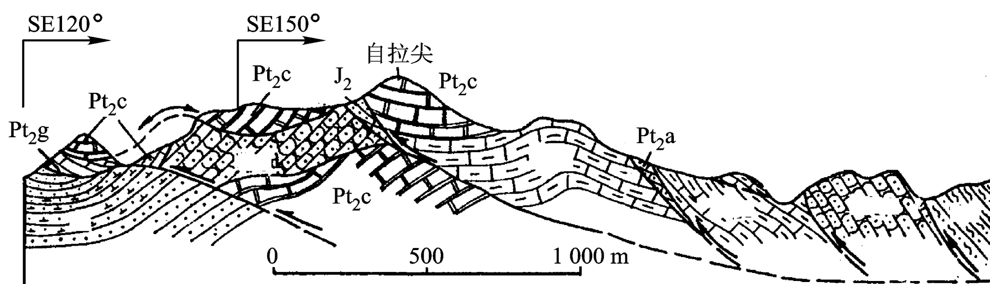



图 12－22 北京汤河口附近的推覆构造（据朱志澄等，1978）

叠瓦式断层（imbricate fault） 指一系列产状相近的以低角度为主的逆断层相伴出现，各断层上盘朝同一个方向逆冲上升，在剖面上呈房顶盖瓦状。这类断层多出现在受到强烈水平挤压作用的地区（图12—22）。

推覆构造（nappe structure） 指逆掩断层的上盘岩块沿缓倾斜的波状断层面远距离滑移所形成的构造，断层上盘称为推覆体（nappe）或逆冲岩系或外来岩席（allochthone），断层下盘称为原地岩系（autochthone）。推覆体局部被剥蚀掉后，露出其下的断层面或下盘岩石可形成构造窗（fenster），被断层面或下盘岩石环绕的孤立推覆体残片称为飞来峰（klippe）。推覆体往往可以被推移几至几十千米，推覆体内常发育叠瓦式断层。

## 第四节 地 震 构 造

### 一、概述

地震（earthquake）是由自然原因引起岩石圈的快速颤动，是一种常见的地质现象。地下某处岩块中集聚的应力被突然释放而产生地震波（seismic wave），它是弹性波，以波动形式向四面八方传播并引起介质快速振动。当其传播到地面时，地面及其上的树木和建筑物随之晃动甚至倒毁，这就是人们见到的地震现象。地球上每年发生大小地震约有500万次，其中99%是人们感觉不到的微小地震，能对地面及建筑物造成破坏的强震约500次，能对广大区域造成大灾难的大地震约10次左右。1976年7月28日河北唐山大地震造成市区内建筑物几乎全部倒毁，部分铁轨扭在一起。离唐山160 km的北京城内一些房屋也有的被震坏。

地震波的发源地称为震源（seismic focus），震源在地面的投影区称为震中（epicenter），震中与震源之间的距离称为震源深度（focal depth）（图12—23），震中附近地区的震动最强烈，一般也就是破坏最严重的地区，称其为极震区（meizosiesmal area）。从震中向外，随距震中距离的增大，受震程度逐渐降低。在地图上把地面上受震程度相同的各点连接起来构成的

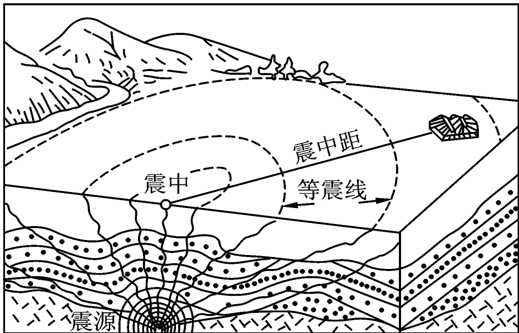


图12—23 震源、震中、等震线的关系图式

闭合曲线，称为等震线（isoseismal line）。由多条等震线编成的表示该次地震破坏程度的图称为地震烈度图（earthquake intensity map）（图12－24）。按震源深度的不同，将地震分为浅源地震（shallow focus earthquake）（0～70 km）、中源地震（intermediate focus earthquake）（70～300 km）和深源地震（deep fouсs earthquake）（300～720 km）。浅源地震最多，约占地震总量的72.5%，中源地震次之，约占23.5%，深源地震很少，仅占4%。

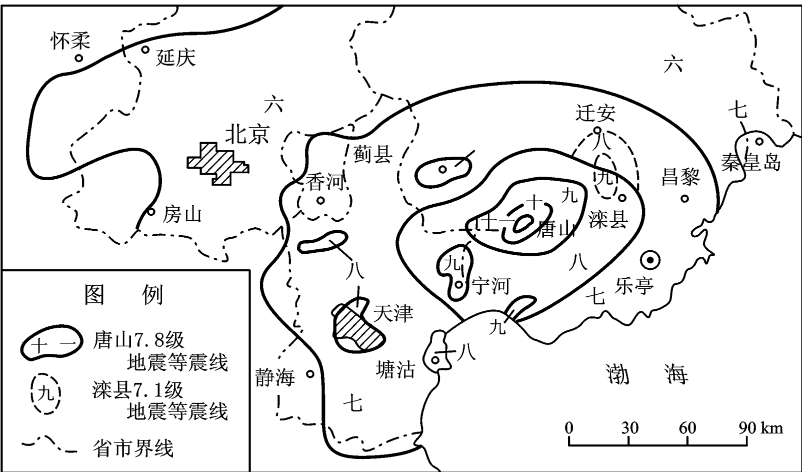



图12－24　1976年唐山地震地震烈度图

## 二、地震的震级和烈度

地震震级（magnitude of earthquake）是表示震源释放能量大小的级别，释放的能量越大，震级越大。用通过地震仪记录到的地震波的最大振幅值来计算该次地震震源释放的能量。按下列里克特实验公式可以得出地震的震级：

$$\lg E = 11.8 + 1.5M$$

式中 $E$ 为产生地震释放的总能量（单位为焦耳），$M$ 为震级。表12－1列出了不同震级的能量值。震级每相差1级，其能量相差31.6倍；震级相差2级，能量相差1 000倍。试验证明，在地下的花岗岩硐中爆炸一个2万吨（TNT）级的原子弹（$8\times10^{12}$ J），其结果和一个震源深度与硐深相当的5级地震（$2\times10^{12}$ J）的地震效应差不多。5级地震的能量较小是由于用地震波振幅计算的能量并未包括地震过程中转变成的热能和引起岩块断裂位移的机械能。

地震的烈度（intensity）是地震造成地面及建筑物破坏的尺度。烈度的高低是根据多种标志综合确定的，如人的感觉、家具震动和树林摇晃情况、各类建筑物的破坏程度、地面破坏和变形情况以及仪器测量的速度和加速度值等。我国及世界上多数国家采用的是十二度的地震烈度表，即最高的烈度为十二度。一次地震的烈度以极震区或震中区的烈度为代表。

表 12-1　震级与能量关系

| 震级 $M$ | 能量 $E$/J | 震级 $M$ | 能量 $E$/J |
| --- | --- | --- | --- |
| 1 | $2.0\times10^{6}$ | 6 | $6.3\times10^{13}$ |
| 2 | $6.3\times10^{7}$ | 7 | $2.0\times10^{15}$ |
| 3 | $2.0\times10^{9}$ | 8 | $6.3\times10^{16}$ |
| 4 | $6.3\times10^{10}$ | 8.5 | $3.6\times10^{17}$ |
| 5 | $2.0\times10^{12}$ | 8.9 | $1.4\times10^{18}$ |

震中烈度（epicentral intensity）、震级与震源深度之间存在某种对应关系，可以用下列关系式近似地表示：

$$I_0=1.52M-\lg H$$

式中 $I_0$ 为震中烈度，$M$ 为震级，$H$ 为震源深度。这个关系式适用于浅源地震。

## 三、地震的成因类型

地震按其发生原因可以分为以下四种类型：

（一）构造地震

由岩石圈及上地幔物质的机械运动使刚性岩块突然断裂而引起的地震，称为构造地震（tectonic earthquake）。每年发生的构造地震约占地震总数的 90%，包括绝大部分浅源地震和全部中源、深源地震。

构造地震很少孤立发生。一个地区在一定时期内往往出现由弱到强再到弱的一系列地震，称为一个地震序列（seismic sequence）。其中最强的一次或相伴的几次强震称为主震（mainshock），主震之前发生的连续中小地震称为前震（fore shock），主震之后的连续中小地震称为余震（after shock）。1966 年 3 月 8 日和 22 日，河北邢台地区发生了 6.8 级和 7.2 级两次强震，在此前一个月内地震台网已监测到该区发生了数百次小震和个别的中强震。3 月 22 日之后的几年中该区又发生了数以千计的小震和少量的中强震。这是一个具有双主震的地震序列。

（二）火山地震

与火山喷发有明显成因联系的地震称为火山地震（volcanic earthquake）。火山地震均为浅源地震。火山地震约占全球地震总量的 7%，地震的震级较小，一般很少造成大的灾害。

（三）陷落地震

地下洞穴的顶板突然严重崩塌和陡峭山崖大量岩块突然崩坠而引发的地

震，称为陷落地震（collapse earthquake）。陷落地震震级较小，其波及的范围也较小。此外，由大陨石坠落到地面上也可引发地震，但在大陆上这种成因的地震极少。

（四）诱发地震

由于人为因素诱使地下岩块中积蓄的应力突然释放而形成的地震称为诱发地震（induced earthquake）。例如某区域在修大型水库前的地震强度不大，数量较少。库区蓄上几亿至几十亿立方水后，地震发生频率显著增高，甚至发生一些较强地震，其中一些地震应属于诱发地震。在地下进行核爆炸也可能诱发地震。

## 四、地震发生的断层弹性回跳模型

20世纪初Reid（1911）提出，由断层活动诱发地震发生的具体过程可以用断层的弹性回跳模型来解释。其要点如下：

(1) 引起构造地震的岩石破裂是由于周围地壳的相对位移产生了大于岩石强度的弹性应变的结果。

(2) 断层的相对位移一般是在一个比较长的时期内逐渐达到其最大值的。

(3) 地震时发生的惟一物质运动是破裂面两边的物质向没有弹性应变的地方突然发生弹性回跳。这种移动随着离破裂面的距离增大而逐渐变小，延伸距离可以达到几到十几千米。

(4) 地震引起的地振动源于断层破裂面。破裂的初始表面很小，但一旦断层发生滑动，破裂面将迅速地变得很大。

(5) 地震时释放的能量在岩石破裂前以弹性应变能的形式储存在岩石中。

总之，由于断层在孕育过程中积累了大量能量，一旦断层发生整体断裂和滑移，被积累的能量就因为断层的运动和变形而迅速释放，从而导致地震。但后来的研究发现，地震并非在整个断层的所有段落上都是同时发生的。因此有人提出了断层闭锁段（the locked section）的概念（Byerlee，1970），认为在断层内部往往存在着一到多处闭锁段，它（们）在断层开始作整体变形和运移时，只发生剪切应变而不发生宏观滑移，即处于闭锁状态（图12－25）。

从图12－25可以看到，断层闭锁段大致上呈一椭圆形区域，其范围随着断层的活动演化而变化。在开始阶段，由于断层在整体上还没有发生宏观滑移，断层闭锁段的范围也不明显（图12－25a）；此后，随着断层整体滑移量的增加，断层闭锁段的椭圆形区域也随之增大（图12－25b）。但当断层内剪切应力的积聚超过了闭锁段的强度极限后，断层闭锁段即因其自身发生了宏观尺度的快速滑移而消失（图12－25c）。由于除断层闭锁段外的其它部位在断层运动的全过程中，都是大致作相对均匀的滑移的，故在这些段落，剪切应力也随着

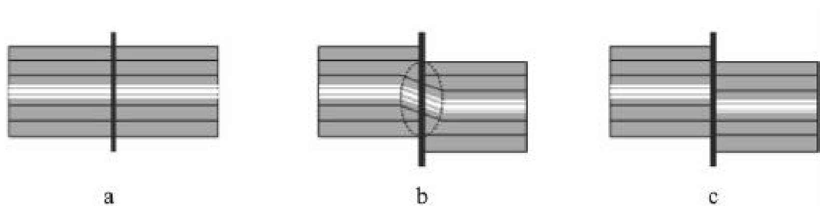



图 12－25　有断层闭锁段的地震断裂示意图

a 断层受到构造作用而开始剪裂变形；b. 除闭锁段（由虚线椭圆围限部分）外，断层其它部位均已发生显著滑移；c. 断层闭锁段被彻底剪断而发生瞬时滑动，地震因断层闭锁段的弹性回跳而产生，闭锁段也随之消失

断层的滑移而作相对匀速的释放。这样就难以在短期内积聚起大量的应力而导致骤发性地震。但是在断层活动的多数时间内，闭锁段并不随同滑移，因此其剪切应变和应力的增长就显著地高于断层的其它部位。而一旦闭锁段被剪断，它又势必于瞬间产生突然的位置回跳，以调整与断层其它部分的空间关系，并因此快速地释放出其积累的弹性应变能。这样一来，以断层闭锁段为中心的地震就成为必然。

按照这种修正的断层回跳假说，研究得最详细的例子是北美圣安德烈斯断层。距今 150 百万年以来，圣安德烈斯断层在整体上一直保持左行剪切的趋势。断层两盘在这期间已相对滑移了约 560 km，具有大约每年 5 cm 的平均滑移速率。关于断层活动的记录表明，只是在 1906 年弗兰西斯科地震和 1994 年加利福尼亚地震等几次强震期间，断层闭锁段有明显加强的活动迹象外，在其间的 80 年左右的时间内，两个断层闭锁段并未随着断层的整体滑移而活动。这成为上述修正模式的有力证据。

另一方面，著名的 Gutenberg Richter 公式和大森公式都揭示出在地震频度与震级等参量之间存在着统计分形分布的规律，因此地震还可能是一种自组织临界现象。Bak 等也进一步指出，大小地震产生于同样的机械过程，Gutenberg Richter 定律正是地震被锁定于永久的自组织临界态的证据。这种解释为研究地震的机制和预报问题提供了新的思路和判据。但要真正做到准确地预报地震，在相当长的时期内仍将是一件任重而道远的事。

## 五、地震效应

地震前后在地下和地面上由于地震而形成的直接的和间接的影响统称为地震效应（earthquake effect）。它反映了地震的强度。一次大地震发生前，地下岩块在构造运动的应力作用下不断积累能量，这一过程相当长久。当应力作用达到一定程度后，地下岩块将发生相应程度的变形和变位，地面可能出现局部的升降，引起地下水位的升降和成分的变化，甚至引起局部地段地电场和地磁场

的变化，个别地段岩块的破裂会产生较小的地震。地下岩块突然大规模断裂和位移，产生该次地震的主震，不仅造成地面变形和地面建筑物的毁坏，还会使地下水带动泥沙从地裂缝中涌出地面（图12－26，图12－27）。如1970年1月5日云南通海7.6级强震，在地面上出现一条断续延伸60 km的断裂带，两盘水平错开达2.2 m，许多地段涌水、冒沙。主震之后，地下断裂位移的岩块在后继应力作用下调整位态以达到新的平衡，所以在较长时间内还会不断发生较小地震；受其影响的地面变形变位和地下水位，也有一个调整过程。所以，地震效应是地震破坏力、地震地质环境和人类活动相互影响的结果。地震烈度表主要是以地震效应为基础编制出来的（表12－2）。



图12－26　2003年新疆巴楚地震产生的地裂缝，延伸5 km
（据《人民画报》）



图12－27　1966年邢台地震使釜阳河岸大面积崩滑，桥梁毁坏（叶俊林摄）

表12－2　中国地震烈度简表

| 烈度 | 人的感觉 | 一般房屋 | | 其它现象 | 参考物理指标 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 大多数房屋震害程度 | 平均震害指数 | | 加速度（水平）/cm·s$^{-2}$ | 速度（水平）/cm·s$^{-1}$ |
| 一 | 无感 | | | | | |
| 二 | 无感 | | | | | |
| 三 | 室内少数静止中的人感觉 | | | 悬挂物微动 | | |

续表

| 烈度 | 人的感觉 | 一般房屋 | | 其它现象 | 参考物理指标 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 大多数房屋震害程度 | 平均震害指数 | | 加速度（水平）/cm·s⁻² | 速度（水平）/cm·s⁻¹ |
| 四 | 室内多数人感觉，室外少数人感觉 | 门、窗轻微作响 | | 悬挂物明显摆动，器皿作响 | | |
| 五 | 室内普遍感觉，室外多数人感觉 | 门窗颤动作响，抹灰出现微裂缝 | | 不稳定器皿翻倒 | 31<br>(22～44) | 6<br>(2～4) |
| 六 | 惊慌失措，仓惶逃出 | 损坏：个别砖瓦掉落，墙体发生微细裂缝 | 0～0.10 | 河岸和松软土出现裂缝，有些地点出现喷沙冒水。砖砌烟囱轻度裂缝，掉头 | 63<br>(45～89) | 8<br>(5～9) |
| 七 | 大多数人仓惶逃出 | 轻度破坏：局部破坏、开裂，许多还可使用 | 0.11～0.30 | 河岸出现塌方，常见喷沙冒水，松软土上地裂缝较多，大多数砖烟囱中等破坏 | 125<br>(90～177) | 13<br>(10～18) |
| 八 | 摇晃颠簸，行走困难 | 较重破坏：墙体龟裂，局部倒塌，复修困难 | 0.31～0.50 | 干硬土上也有裂缝。大多数砖烟囱严重破坏 | 250<br>(178～353) | 25<br>(19～35) |
| 九 | 坐立不稳，行动的人可能摔跤 | 严重破坏：墙体开裂，许多倒塌 | 0.51～0.71 | 干硬土上多处出现裂缝，基岩区可能出现滑坡、塌方，常见砖烟囱倒塌 | 500<br>(354～707) | 50<br>(36～71) |
| 十 | 骑自行车的人会摔倒，行动的人会摔出几尺远 | 倒塌：大都倒塌 | 0.71～0.90 | 山崩和地震断裂出现，基岩上的拱桥破坏，大多数砖烟囱从根部破坏或倒塌 | 1 000<br>(708～1 414) | 100<br>(72～141) |
| 十一 | | 毁灭 | 0.91～1.00 | 地震断裂延续很长，山崩，常见基岩上拱桥毁坏 | | |
| 十二 | | 毁灭 | 1.00 | 地面剧烈变化，山河改观 | | |

(据中国科学院工程力学研究所，1980，简化)

## 六、地震的地理分布

### (一) 全球的地震分布

#### 1. 环太平洋地震带

此地震带主要沿太平洋板块的岛弧—海沟带分布，在太平洋东北侧沿北美板块与太平洋板块间走向滑动断裂带分布。世界上80%的浅源地震、90%的中源地震和95%的深源地震都发生在这个地震带内。

#### 2. 地中海—喜马拉雅—印尼地震带

此地震带沿非洲板块、印度洋板块与亚欧板块的接合部位分布。其地震约占地震总量的15%，主要为浅源地震，有少量中源和深源地震。

#### 3. 大洋中脊和大陆裂谷地震带

较多的地震出现在大洋中脊上，大陆裂谷上有少量地震发生，且均为浅源地震。

#### 4. 大陆内部活动断裂地震带

地震集中于近代活动的大断裂附近，全部是浅源地震，其地震不到全球地震总量的2%，但因这些地带靠近大、中城市和居民较集中的农村，发生强震对人类社会造成的危害很大。

### (二) 我国的地震活动

我国位于环太平洋与地中海—喜马拉雅—印尼两大地震带交汇的三角区内，加上境内分布着很多活动断裂带，因而地震活动甚强。自公元前1831年有历史地震记录以来，到21世纪2003年记录到的震级6级以上灾害性强震超过850次，8级以上大地震超过20次。国境内的地震绝大多数为浅源地震，仅在吉林和黑龙江两省发生过少量中源和深源地震 (图12—28)。

## 七、地震的预防和预报

### (一) 地震的预防

大震和强震给人类社会造成极为严重的损失。为了减轻这种损失，必须采取一切必要的预防措施，主要措施有：

⑴ 在深入研究现代活动断裂与地震活动性等地震地质环境基础上，编制全国性和地区性地震区划图 (seismic zoning map)，为我国县级以上城市和居民集中的乡镇提供可靠的基本烈度 (fundamental intensity)，以指导各地区和重要工程建设的防震抗震工作。

⑵ 严格按基本烈度进行设计和施工。实践证明，增强建筑物的抗震能力是减少人员伤亡和财物损失的最有效措施。

⑶ 做好可能发生中强震地区的地震活动性监测和研究工作，力争能准确

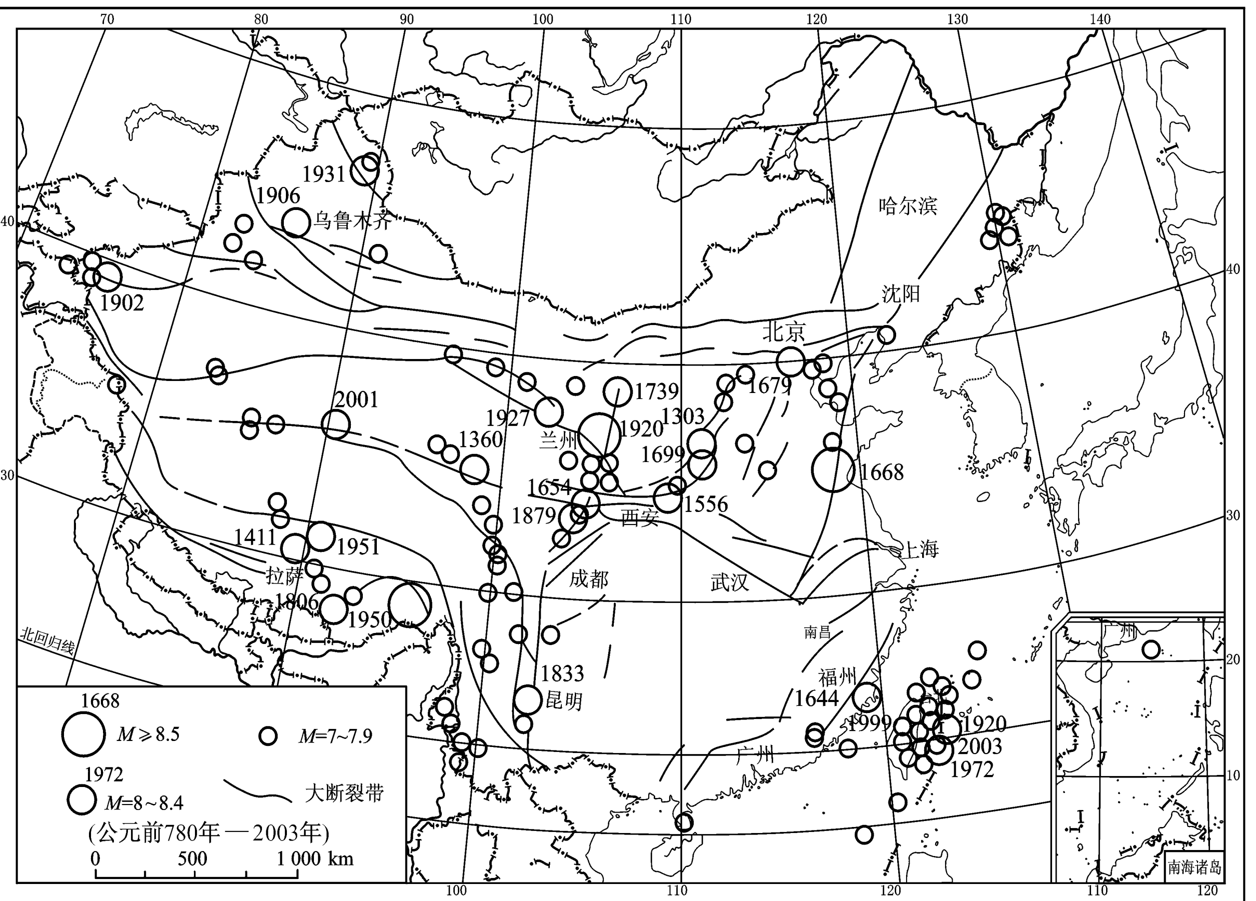



图12-28 中国强震震中分布图

(据国家地震局资料编制, 2004)

预报强震发生的地点、时间和震级。

(4) 对居民经常进行预防地震、震时自救和震后救灾的科学知识教育。

(5) 政府应建立地震救灾领导机构，平时经常检查各单位防震措施的完善情况，震后能及时组织起抢险救灾队伍，防止灾情扩大化。

(二) 地震预报 (earthquake prediction)

地震预报要求回答三个问题：什么地点将要发生地震？什么时间发生？该地震强度 (震级) 有多大？这叫做地震预报三要素 (elements of earthquake prediction)。对于第一个和第三个问题，根据我国地震地质环境并结合历史地震资料和现代震情监测资料的综合分析，地震部门和科研机构已编制出新一代的全国地震区划图和地方性地震区划图，对于第二个问题是很难作出肯定回答的。我国地震工作者曾对 1975 年 2 月 4 日发生在辽宁海域 7.2 级强震作出了准确临震预报 (impending earthquake forecast)，极大地减少了人员伤亡。但还是有不少强震未能作出准确预报。

当前地震预报主要有以下途径：

(1) 进行多手段的地震地质调查研究工作，深入研究可能发生中、强地震地区的地震活动规律，编制出更切合实际的全国和地区性地震区划图；从宏观上长期预测发震地点和地震强度。

(2) 对近期可能发生中、强震的地区进行多方面的地震监测工作，如深入研究中、小地震的活动趋势，测量地形变化，监测地下水位和水质，监测地下岩体地应力变化，研究地磁场和地电场的变化，观察动物、植物的异常反应，等等。在对这些资料的综合分析研究基础上，作出地震中期预报 (medium-range forecast) 和短期预报 (short-range forecast)。前者为 1～2 年或几个月内某地将要发生强、大震的预报，后者为几个月内或几天内将要发生中、强震的预报。只有对该地区地震活动性有了准确的认识、能判定近期发生的中、小地震确属一次强震的前震时，才能作出临震预报，即几小时或 1～2 天内将要发生强、大震的预报。

## 思考题



1. 古语“沧海桑田”，是哪类构造运动造成的？能举出你所知道的例证吗？
2. 如果发现古代沉积岩是湖泊中沉积形成的，你能否作湖相沉积柱状图，说明其与地壳升降运动的关系？
3. 褶皱由哪几个主要部分组成？
4. 如何判别断层两盘的运动方式？
5. 如何确定褶皱和断层的形成时代 (提示：结合假整合与不整合的形成过程来理解)？
6. 为什么我国的台湾、云南、西藏和新疆等省区强震、大震频繁发生？

# 第十三章 岩浆作用

## 第一节 岩浆及岩浆作用的概念

### 一、概述

火山活动是尽人皆知的、可以直接观察的内力地质作用之一。据统计，全球每年约有 50～65 座火山爆发，通过电视可以了解爆发的情况。关于火山爆发，历史上也有许多宝贵的记载。如果你到夏威夷岛，可能有机会亲眼看到火红炽热的熔岩流出地表（图 13－1），并冷却固结形成黑色细粒、被称为玄武岩（basalt）的岩石。熔岩流出地表，说明地下深处有高温炽热的熔融物质即岩浆的存在（图 13－2）。



图 13－1 夏威夷 1983 年火山爆发的熔岩流

(引自 B. J. Skinner and S. C. Porter，1992)

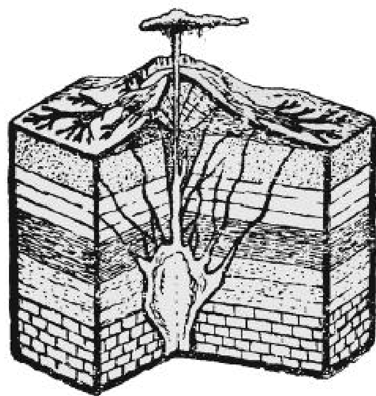


图 13－2 岩浆与火山喷发

(引自石工，1974)

火山喷发时，不但有炽热的熔融物质（熔岩流）从火山口流出，同时还伴有气体（挥发分）、固体碎屑（火山碎屑 pyroblast 或 tephra）的爆发。熔岩流来源于岩浆，虽然接近岩浆成分，但岩浆在喷出过程中，由于压力骤减，挥发分

已大量逃逸，所以熔岩流的成分不能真正代表地下深处的岩浆成分。熔岩流和火山爆发的气体（挥发份）加在一起，才能代表岩浆的成分。目前一般认为，岩浆（magma）是上地幔和地壳深处形成的，以硅酸盐为主要成分的炽热、黏稠、含有挥发分的熔融体（熔体），岩浆之中还可以含少量固体物质（矿物晶体和岩石）。火成岩（igneous rock）是由岩浆冷却固结形成的岩石。

熔岩（lava）是流出地表的岩浆，由熔岩冷却固结的岩石称为喷出岩（extrusive rock）。火山碎屑主要是火山爆发时被气体爆裂的熔岩碎块，它们落到地表后胶结形成火山碎屑岩（pyroclastic rock）。虽然火山碎屑岩外貌与沉积岩类似，但成因与岩浆密切相关。喷出岩和火山碎屑岩是火山活动产物，统称为火山岩（volcanic rock）。形成火山岩的过程称为火山作用（volcanism）。

在上地幔和地壳深处形成的岩浆不是都能喷出地表的。岩浆在地下上升、侵入、冷凝结晶的过程称为侵入作用（intrusion），形成的岩石称为侵入岩（intrusive rock）。

岩浆作用（magmatism）是岩浆的形成、演化及侵入、喷出和冷凝结晶最终形成火成岩的复杂过程。显然，了解岩浆基本特征对深入研究火成岩和岩浆作用是必要的。

## 二、岩浆的基本特征

根据近代火山喷出熔岩流的观察及成岩实验研究，岩浆具有以 $SiO_2$ 为主要成分、高温、具有液体性质（流动性）等基本特征。

### （一）岩浆的成分

岩浆的化学成分中以 $SiO_2$ 最重要，含量也最高，通常为 40%～75%（$w_B$%）。其他主要成分有 $Al_2O_3$、FeO、MgO、CaO、$Na_2O$、$K_2O$ 等。按 $SiO_2$ 含量即酸度，将岩浆划分为超基性（ultrabasic，$SiO_2$ 含量＜45%）、基性（basic，$SiO_2$ 含量 45%～53%）、中性（intermediate，$SiO_2$ 含量 53%～65%）及酸性（acidic 或 silicic，$SiO_2$ 含量＞65%）等四大类。常按其形成的代表性火成岩（分别为苦橄岩 picrite、玄武岩 basalt、安山岩 andesite 和流纹岩 rhyolite）分别称为苦橄质（picritic）、玄武质（basaltic）、安山质（andesitic）和流纹质（rhyolitic）。其中，后三类岩浆常见。通常，$SiO_2$ 与 $K_2O$、$Na_2O$ 正相关，与 FeO、MgO 负相关。因而，岩浆中 $SiO_2$ 含量越高，形成的火成岩含石英、长石越多，铁镁矿物越少。反之，$SiO_2$ 含量越低，形成的火成岩含石英、长石越少，铁镁矿物越多。因而，越来越多的人（特别在西方）把上述 4 类岩浆分别称为超镁铁质（ultramafic）、镁铁质（mafic）、中性（intermediate）和长英质（felsic）。这个划分与火成岩矿物成分相联系，便于应用。但与酸度划分不完全一致：超镁铁质岩的 $SiO_2$ 含量可进入基性区，不过超镁铁质岩很少见，

岩浆之中还含少量（0.2%～3%）的气体（挥发分），主要是水蒸气和$CO_2$（占气体总量的98%以上），其它的挥发分有氮、氯、硫、氩等。它们含量虽少，但对岩浆性质有强烈影响。

（二）岩浆的温度

对现代火山喷发的熔岩喷出温度测定估计表明，岩浆温度随着$SiO_2$含量增加而降低：玄武质岩浆1 020～1 225 ℃，安山质岩浆900～990 ℃，流纹质岩浆735～890 ℃。

（三）岩浆的黏度

黏度（viscosity）是物质产生流动阻力的内部性质。黏度越大，越难流动。黏度是岩浆的重要性质，决定了岩浆的流动能力、结晶能力（黏度越小，越容易结晶），直接影响到火成岩的产状、结构等基本特征。研究表明，影响岩浆黏度的最主要因素是岩浆的成分和温度。

岩浆成分对黏度的影响以酸度（$SiO_2$含量）和挥发分最为重要。岩浆酸度越大，黏度越大。这好比煮稀饭，加米愈多，煮出来的稀饭越稠。流纹岩浆比玄武岩浆流动能力差（玄武熔岩流速可达16 km/h，一些富硅流纹熔岩流速慢到很难看出）、结晶程度差（玄武岩很少玻璃质，流纹岩多玻璃质）主要是这个原因。岩浆中挥发分含量越高，岩浆黏度越小。也好比煮稀饭，加水愈多，稀饭越稀。由于侵入岩挥发分含量高，喷出岩几乎不含挥发分，因而，侵入岩比喷出岩黏度低，结晶程度高。

温度对岩浆黏度也有明显的影响。一碗热稀饭，放的时间越长，就会变得越稠。同成分岩浆，温度越高，黏度越低，也是同样的道理。例如喷出熔岩，随着远离喷出口熔岩温度降低，黏度变大、流动性变小。当温度降低至一定程度时，熔岩即不能动而最终固结。

**“水火之争”**

人类关于岩浆的概念，是在对火山活动的长期观察研究中逐步形成的。火山活动很早就引起人们的注意。两千多年前，我们的祖先在《山海经》（公元前476—475年）中就记载了火山（“炎火之山”）。不过，古代人们对火山还没有正确认识，无论是在中国还是在西方，均认为火山是山在燃烧。如古希腊哲学家亚里士多德（Aristotla，公元前384—322年）认为，火山爆发是一种风在地下活动，引起了那里的硫磺等易燃物燃烧的结果。直到18世纪，著名的德国地质学家，“水成说”倡导者魏尔纳（A G Verner，1749—1817）还认为所有岩石都是浑浊水在地球表面依次沉积而成，火山是煤层在地下燃烧的结果。由于该学说符合洪水说，受到教会支持，在当时占统治地位。正因为如此，尽管对火山的正确认识早就产生，却长期未得到重视。古希腊哲学家、著名的医生恩培多克勒（Enpedoklles，约公元前490—430年）在对西西里岛埃特纳（Et-

na）火山考察后提出，火山喷发是地下高温熔融物质（岩浆）喷出地表的结果。据说他后来就是在继续考察这个火山时不幸掉进火山口而死。18 世纪末，著名的英国地质学家赫顿（J. Hutton，1726—1797）提出“火成说”，认为玄武岩和花岗岩是由熔融物质（岩浆）的凝固作用形成。火成说当时被教会视为异端，直到 1820 年魏尔纳死后不久，火成论者才获得了胜利。19 世纪中叶，著名的英国地质学家莱伊尔（C. Lyell，1797—1875）在《地质学原理》（1833）中总结了水火之争，高度评价了火成说，把岩石分成水成岩、火山岩、深成岩、变质岩四类，肯定了岩浆的存在。

## 第二节 火 山 作 用

火山作用是地球内部能量释放的一种壮观方式，主要表现为火山喷发。幸运的是，与许多其它内生地质作用不同，火山作用是可以直接观察的（尽管有时要冒比较大的危险）。我们可以观察记录火山喷发过程、测量熔岩流的温度、采集火山喷发物质样品做实验研究和分析等。火山活动为我们提供了一个了解地球内部的重要窗口。

### 一、火山喷发

观察表明，火山喷发方式是多种多样的。通常，根据火山喷发强度可分为非爆炸性喷发和爆炸性喷发两类；根据火山喷出口类型（或控制火山喷发的构造）可分为裂隙喷发和中心喷发两类。非爆炸性喷发（non-explosive eruption）是岩浆宁静地流出地表，不伴随强烈爆炸的喷发方式，如图 13－1。爆炸性喷发（explosive eruption）指伴随有突然的、往往是灾难性的猛烈爆炸的岩浆喷发方式，如图 13－2；裂隙喷发（fissure eruption）指岩浆从伸长的一条裂隙（断裂）或裂隙（断裂）组喷出口喷发，看起来像“火帘”一样（图 13－3），这种喷发通常是非爆炸性的。中心喷发（central eruption）指岩浆从一个管道状中心喷出口（往往是断裂交叉处）喷发，如图 13－1、图 13－2。中心喷发既有爆炸性的，又有非爆炸性喷发。火山喷发的多样性主要与岩浆性质有关。从已取得的资料看来，玄武质岩浆黏度小，容易从断裂或断裂交叉点等薄弱处宁静流出，表现为非爆炸性裂隙喷发或中心喷发。而流纹质和安山质岩浆黏度大，似乎只能从更薄弱的断裂交叉处以爆炸性中心喷发方式喷发。此外，一些火山喷发发生在海底，称为海底喷发（submarine eruption），这是玄武质岩浆的一种特殊的非爆炸性裂隙喷发形式。



图 13－3　1983 年夏威夷基拉韦阿（Kilauea）
火山断裂喷发形成“火帘”
（美国地质调查局照片，引自 How Volcanoes Work 网，2004）

（一）非爆炸性喷发

玄武质岩浆非爆炸性喷发主要有两个地质背景：一是洋中脊，在那里沿着洋中脊分布的裂谷发生裂隙喷发；二是洋岛，在那里发生中心喷发。地表观察表明，即使是非爆炸性喷发，在开始阶段也会表现得比较强烈。这是因为岩浆上升伴随围压（数值等于上覆岩石重力，与深度成正比）降低，岩浆中气体溶解度也随之降低而从岩浆中呈气泡析出。这种情况与溶解在汽水中的气体类似：当打开汽水瓶时，瓶中压力降低，气体从汽水溶液中析出，形成气泡往上冒。气泡在低黏度的玄武岩浆中将迅速上升冒出地表，往往形成壮观的熔岩喷泉（lava fountain 图 13－4）。喷出的熔岩滴溅落在喷出口周围可堆积成溅落锥（spatter con）或溅落堤（spatter rampart）。当熔岩喷泉减弱，热的熔岩流即从喷出口流出，因喷发方式、环境不同，会出现不同的情况。



图 13－4　熔岩喷泉
熔岩喷泉高约 200 m，它开始了冰岛火山喷发
（引自 B. J. Skinner and S. C. Porter，1992）

1. 裂隙喷发

在冰岛，大西洋中脊出露地表，提供了一个直接考察洋底扩张和裂隙喷发的极好地方。研究表明，从大断裂中涌出的熔岩流黏度非常小、流速非常快，

流出的熔岩迅速大面积泛滥，这种稀薄的熔岩流称为熔岩泛流（lava flood）形成覆盖面积大而厚度薄的熔岩席（lava sheet，也译作熔岩被）。1783 年冰岛拉基（Laki）火山沿着长 32 km 的拉基断裂喷发，熔岩从断裂一侧流出 64 km，从另一侧流出近 48 km，覆盖面积达 588 $km^2$，熔岩体积 12 $km^3$（图 13－5）。这是有历史记载的最大的熔岩流。它虽然不是爆炸性喷发，但也是最致命的火山喷发之一。熔岩泛流破坏了房屋和食品供应、杀死了牲畜、淹没了农田，造成的饥荒饿死了 9 336 人。

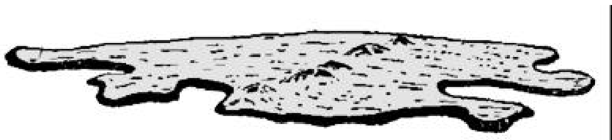


图 13－5　Laki 火山喷发形成的熔岩席
(据 G. W. Tyrrell，1933)

绝大部分洋中脊在水下，那里的情况以往由于看不到人们不了解。1974 年法国和美国科学家乘坐 ALVIN 号潜水器考察了大西洋中脊，亲眼看到沿着洋中脊峰顶中央裂谷的海底喷发。与冰岛拉基断裂喷发形成熔岩泛流不同，从中央裂谷流出的玄武质熔岩受到海水的迅速冷却，黏度大为降低，不能迅速大面积泛滥，而是形成枕状熔岩（pillow lava）：熔岩流出喷出口后，表面被海水迅速冷凝，脆性、冷凝的表面裂开，使得内部仍然处于熔融状态的岩浆像挤牙膏一样流出来。新流出的熔岩表面又被海水迅速冷凝形成脆性外壳，外壳又破裂，继续挤出新的熔岩。这样的过程不断继续，形成的枕头状熔岩（大小几 cm 到 1m 或更大）像沙包一样堆在裂隙喷出口附近（图 13－6）。



图 13－6　洋中脊枕状玄武岩
（从潜水器拍摄的照片，引自 C. C. Plummer et al.，2001）

2. 非爆炸性中心喷发

在夏威夷，常可看到玄武质熔岩流从一个中心喷出口宁静地流出（图 13－1）。这种非爆炸性中心喷发是比较安全、也比较容易研究的。非爆炸性中心

喷发形成的熔岩流，视黏度不同有不同特征。由于热在熔岩流顶部迅速散失，熔岩流表面形成一个壳，壳下液体熔岩沿着熔岩管道（lava tube）继续流动。由于熔岩管道抑制热向上散失，使得低黏度的熔岩可在表壳之下从喷出口流出相当大距离。喷出口附近熔岩温度高、溶解的气体含量高，因而黏度低，流动迅速，形成薄的、具光滑的绳状表面的绳状熔岩（pahoehoe lava，图 13－7）。当熔岩冷却、溶解的气体继续丢失，其黏度逐渐增大，流速降低，熔岩流的特点也发生变化，形成厚的、具粗糙不平的渣块状表面的渣块熔岩（aa lava，图 13－7）。我国黑龙江省中部的五大连池火山保存了很好的第四纪喷发形成的绳状熔岩和渣块熔岩（图 13－8），并可观察的远离火山口由绳状熔岩渐变为渣块熔岩的现象，是我国著名的火山博物馆。



图 13－7　绳状熔岩（低处）和渣块熔岩（高处）夏威夷基拉韦厄（Kilauea）火山，两种熔岩有相同的玄武岩成分。绳状熔岩形成于 1959 年喷发，渣块熔岩形成于 1959 年喷发

（引自 B. J. Skinner and S. C. Porter，1992）

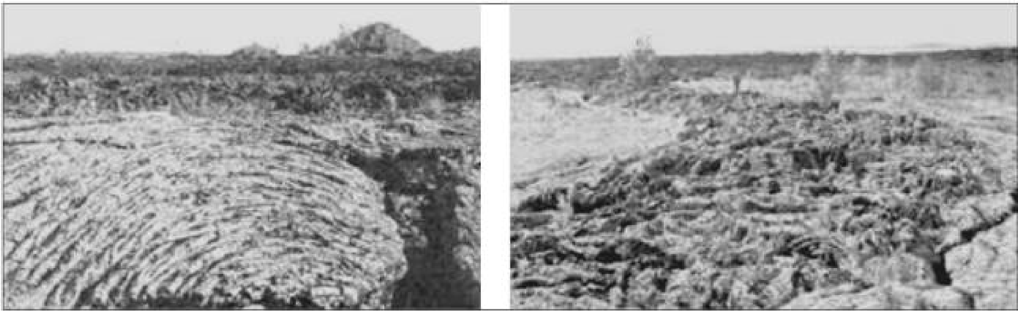


图 13－8　五大连池的绳状熔岩（左）和渣块熔岩（右）

（中国地质博物馆，1979）

有时，气体会在冷却中的熔岩流中局部聚集，冲出固结的熔岩流表面形成

喷出口喷出，也可形成溅落锥 (图 13－9)。所有的溅落锥，无论是上述的喷发开始时在中心喷出口周围形成的还是其后在熔岩流表面喷出口形成的，都很陡且小，高度很少超过 10 m。

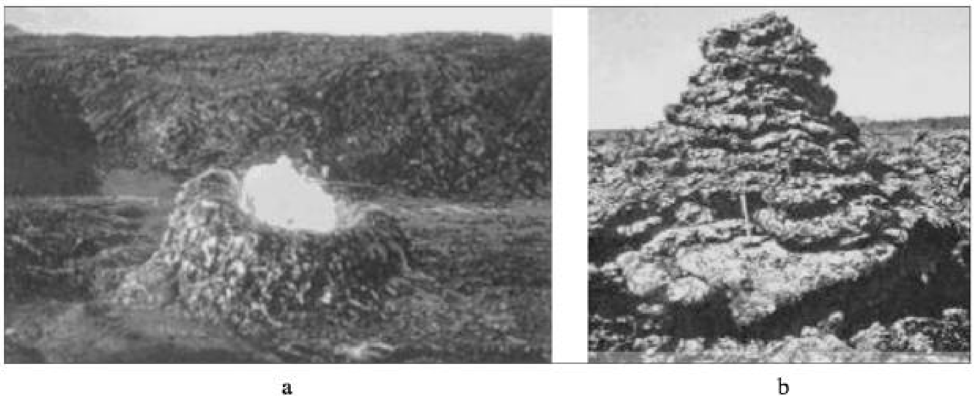



图 13－9　溅落锥

a 夏威夷的一个正在喷发形成的高约 1 m 的溅落锥 (引自 C. C Plummer et al.，20)；
b. 五大连池的一个溅落锥 (引自中华人民共和国地质博物馆，1979)

(二) 爆炸性喷发

绝大多数安山质和流纹质火山喷发出现在岛弧—活动大陆边缘或大陆内部。喷发方式是爆炸性中心喷发。安山质和流纹质黏度大不易流出地表，在喷出前积聚了巨大的能量。一旦到达地表，压力骤减，溶解其中的气体迅速膨胀、逃逸，积聚的巨大能量得以释放，而引起爆炸性喷发，喷出大量炽热气体和火山碎屑，同时伴随地震、滑坡、海啸，因而是致命的、灾难性的。

1980 年 5 月 18 日美国华盛顿州圣海伦斯 (St. Helens) 火山突然猛烈爆发表现了典型的巨大

测,地质学家拍摄记录的导致这一喷发的事件序列如图 13－10 所示。圣海伦斯等火山爆炸性喷发资料表明,在主爆炸中巨大能量主要以喷发柱和横向冲击波形式释放出来 (图 13－10b，c，d)。主要表现为火山碎屑降落和火山碎屑流。

1. 喷发柱和火山碎屑降落

当上升的富硅、富含溶解气体的岩浆到达地表，迅速减压引起溶解气体强烈膨胀，产生强烈上冲的稠密的炽热气体和火山碎屑混合物。这种炽热狂暴的混合物在喷出口上方冷空气中快速上升，形成喷发柱 (eruption column)，在火山碎屑释放的热能产生的浮力的驱动下，喷发柱可到达大气圈 45 km 高处。在喷发柱物质与周围大气圈密度相等的高度，喷发柱开始横向伸展，形成如核弹爆炸中常见的蘑菇状喷发云 (eruption cloud)。在重力作用下，喷发柱和喷发云携带的火山碎屑或早或迟总是会下落到地表，形成火山碎屑降落 (tephra fall)

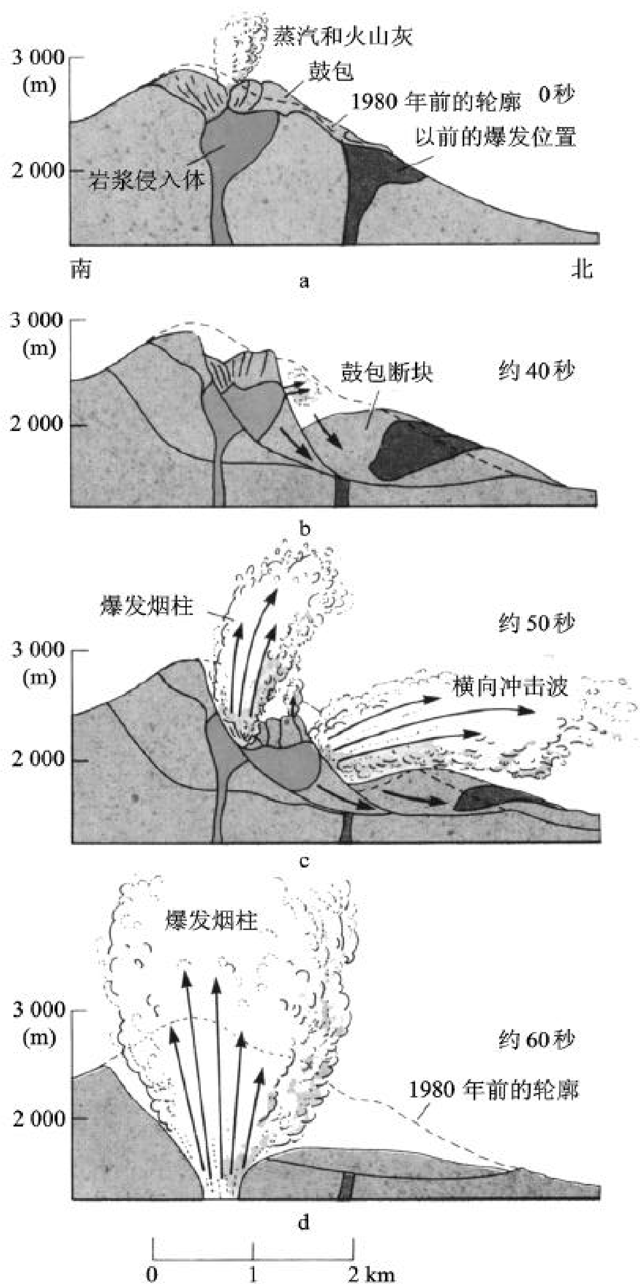



**图 13－10　导致 1980 年圣海伦斯火山喷发的事件序列**

a. 地震和蒸汽喷发暗示岩浆上升，一个小喷出口形成，山的北面鼓起示警；b. 地震震裂山体，引起巨大块体滑坡，导致岩浆压力骤然降低，横向冲击波起爆，正在监测的地质学家 D. A. Johnson 丧生；c. 猛烈喷发引起第二个块体下滑，更多岩浆暴露喷发柱起爆；d. 喷发强度增高，喷发柱携带火山灰到达大气圈 19 km 高处

(据 B. J. Skinner and S. C. Porter，1992)

沉积。显然，距离喷发口愈远，降落的火山碎屑愈细。由于上层大气风可使喷发云漂移到远处，火山碎屑分布范围可超过1 500 km距离。

发生在1883年8月印度尼西亚克拉卡托（Krakatoa）火山强烈喷发，使得这个火山岛炸毁消失，猛烈的爆炸声在4 600 km以外印度洋岛屿上都能听到，爆炸伴随海啸，40 m高的巨浪到达爪哇海滨，造成36 000人死亡。喷发时喷射出约20 $km^3$火山碎屑，喷发柱形成的喷发云一直上升到60 km高处平流层（图13－11），13天内平流层火山碎屑微粒（火山灰）环绕全球，几个月内，世界各地都可看到悬浮的火山灰对阳光折射所产生的奇异的彩色日落。由于悬浮的火山灰对阳光的阻挡，使得1884年全球气温下降约0.5 ℃，直到5年后火山灰全部降落地表，气候才恢复正常。

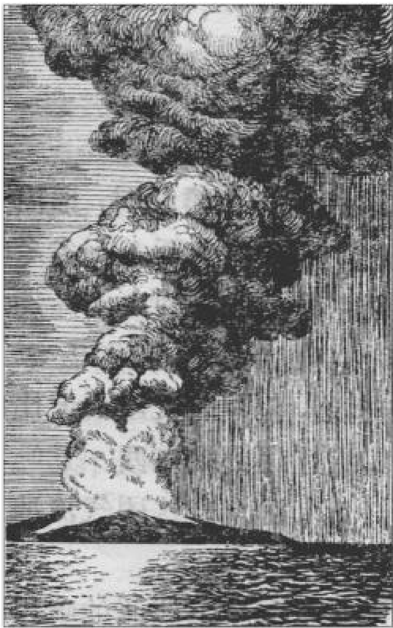


图13—11　克拉卡托火山喷发
（引自石工，1974）

2. 横向冲击波和火山碎屑流

有时上升的岩浆到达地表迅速减压引起溶解气体强烈膨胀，以强烈横向喷射的横向冲击波（lateral blast）形式释放能量，形成由稠密的炽热气体和火山碎屑混合物组成的以惊人速度紧贴地面横扫而过的火山碎屑流（pyroclastic flow，tephra flow）（或发光云glowing cloud，炽热火山云nuée ardente）（图13－12）。除横向冲击波外，喷发柱坍塌也可形成火山碎屑流。



图13—12　火山碎屑流沿菲律宾马荣（Mayon）火山山坡下落
（C. G. Newhall摄于1984年9月23日，引自中国火山网，2004）

火山碎屑流中火山碎屑实际上被热的气体浮起，对地面几乎没有摩擦阻力，运动速度非常之快，可达100～700 km/h以上，很难躲避，是火山喷发最具破坏性和致命的形式之一。1980年圣海伦斯火山喷发时，尽管事先采取了周密的措施，850 ℃高温的火山碎屑流依然造成包括地质学家D. A. Johnson在内的63人丧生。1991年6月日本普贤岳火山剧烈喷发，火山碎屑流夺去31人的生命，其中包括3个地质学家。1902年西印度群岛马提尼克岛培利（Pelée）火山喷发，内部温度800 ℃火山碎屑流以160 km/h速度从培利山飞驰而下，刹那间就封盖了圣皮埃尔（St. Pierre）城，约28 000人丧生。

3. 熔岩流

在主要爆炸性喷发后，由于岩浆中溶解的气体大为减少，能量大为降低，喷发转变为熔岩流从喷出口流出的非爆炸性形式。不过安山质－流纹质熔岩黏度大，流速缓慢，甚至看不出来，往往为粗而短的熔岩流。

## 二、火山

### （一）火山的定义

火山（volcano）是火山喷发形成的，由熔岩和火山碎屑组成的地貌景观。通常火山形状为锥形，其主要要素包括火山锥、火山口和喷出口，这火山作用形成的产物和构造总称为火山机构（volcanic apparatus）（图13－13）。

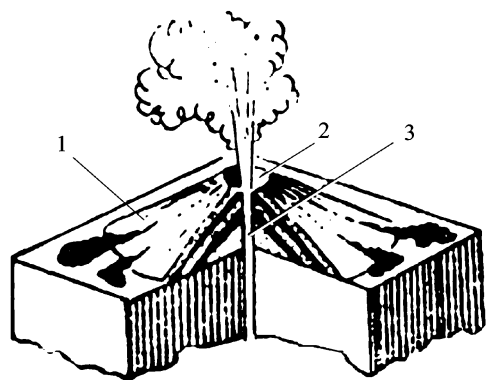



图13－13　火山机构简图

1. 火山锥；2. 火山口；3. 喷出口

据《地质辞典（一）》（1983）修改补充

喷出口（vent）是发生火山喷发的开口，它从地表向下直通岩浆房（magma chamber），又称为火山通道（volcanic feeder或volcanic conduit）或火山管（diatreme）。喷出口并不总是位于火山机构的中心，侧翼喷发时，喷出口位于火山的一侧。火山锥（volcanic cone）是喷出口周围的熔岩和火山碎屑堆积。火山口（crater）是位于锥顶喷出口上方的盆状凹陷。

当火山顶峰被爆炸气体炸毁，或由于大量岩浆喷出，岩浆房空出，使得火山塌陷，都可形成一个比火山口大得多（直径至少1 km）的火山凹陷，称作破火山口（caldera）。火山口和破火山口积水所形成的湖称为火山口湖（caldera lake）。世界最著名的火山口湖是美国俄勒冈州Cardera湖（意思就是火山口湖），我国最著名的火山口湖是长白山天池（图13－14），它们都是由破火山

口积水而成。天池水面海拔 2 198.7 m，蓄水 $2\times10^9$ m³，是我国最高最大的高原淡水湖。



图 13－14　长白山天池

(引自中国火山网，2004)

上面只是一般情况。由于喷发物质和喷发方式多种多样，形成的产物和构造也多种多样。例如，喷出口不一定是管状，火山也不一定是锥形。这就决定了火山类型的多样性。

### (二) 火山的类型

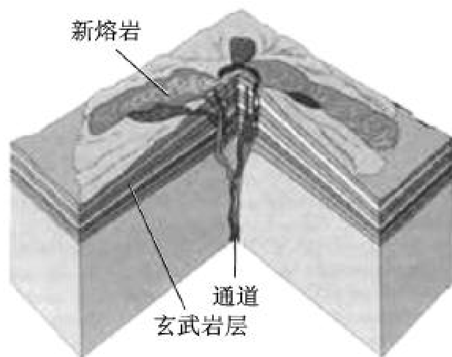
根据火山喷发物质和火山地形特点，火山可分为盾火山、火山渣锥、复合火山、熔岩穹隆、熔岩高原和洋中脊等 6 种类型。

#### 1. 盾火山

盾火山 (shield volcano) 是由低黏度的玄武质岩浆非爆炸性中心喷发形成的，由熔岩流连续堆积形成的，具有宽阔顶面和平缓侧翼的盾牌形大型火山 (图 13－15)。坡度通常“顶缓翼陡”，从顶峰附近约 2°逐渐变化到侧翼约 10°。这是由于位于顶峰刚从喷出口流出的熔岩流黏度低容易流动，而随着熔岩流向下流到侧翼，熔岩温度变低，黏度增加，需要较陡的坡度才能流动。夏威夷冒纳罗阿火山 (图 13－15b) 是典型的也是最大的盾火山，体积达 40 000 km³，从海底到山顶高度达 9 090 m。我国著名的五大连池、长白山天池等火山都有一个早期“造盾喷发阶段”。

#### 2. 火山渣锥

火山渣锥 (cinder cone 或 scoria cone) 又称为火山碎屑锥 (pyroclastic cone 或 tephra cone) 是中心式喷发形成的由火山碎屑组成的锥形火山。坡度较陡，约 25～35°，高度通常仅数百米。火山碎屑粒度越粗，坡度越陡。远离火山口，粒度逐渐变细，坡度也逐渐变缓 (图 13－16a)。喷发时间越长，火山锥越高。火山碎屑一般为玄武质和安山质。火山渣锥可以单独存在，也可以组成火山




a



b

图 13－15　盾火山

a. 盾火山剖视图 （引自 C. C. Plummer et al.，2001）；b. 夏威夷冒纳罗阿 （Mauna Loa）火山 （J. D. Griggs 摄于 1985 年 1 月 10 日，引自 Volcano World 网，2004）

群。如我国五大连池火山群由大小 14 座玄武质火山碎屑喷发形成的火山渣锥组成，这些火山喷发产生的部分熔岩流堵塞河流形成 5 个堰塞湖，合称“五大连池” （图 13－16b）。



a




b

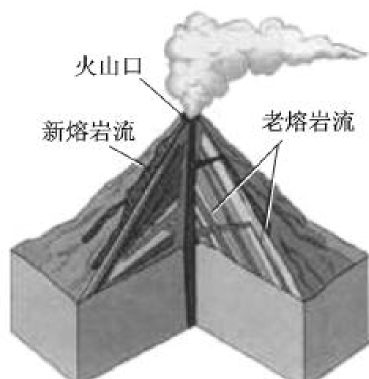
图 13－16　火山渣锥

a. 美国阿利桑那州“日落火山口” （Sunset crater） 火山，这是一个经典的火山渣锥 （美国地质调查局照片，引自 How Volcanoes Work 网，2004）；

b. 五大连池火山群 （引自 《地质辞典 （一）》 （1983）

### 3. 复合火山

复合火山 （composite volcano） 也称为层火山 （stratovolcano） 是由安山质火山碎屑和熔岩互层组成的锥形火山 （图 13－17）。坡度通常熔岩“顶陡翼缓”：从顶峰附近约 30°逐渐变化到侧翼约 10～6°，形成较完美的锥形。组成物中火山碎屑体积大体等于或大于熔岩体积。熔岩构成骨架或盖子，使得火山锥比较坚固、不易风化，因此复合火山通常比较高大，高度可达数千米。





a　　　　　　　　　　b

图 13－17　复合火山

a. 复合火山剖视图，浅色者为火山碎屑物（引自 C. C. Plummer et al.，2001）；

b. 富士山，侧翼火山口是 1707 年喷发形成（引自 Volcano Word 网，2004）

漂亮的复合火山是地球上最优美的风景之一。峰顶为白雪覆盖的日本富士山高出周围平原 3 500 m，是世界最著名、景色最优美的火山之一（图 13－17b）。圣海仑斯火山是美国卡斯卡迪（Cascade）火山中最年轻的复合火山。长白山天池火山、新疆卡尔卡西火山和台湾大屯火山是我国著名的层状火山。

4. 熔岩穹隆

熔岩穹隆（lava dome）又称为火山穹隆（volcanic dome），是高黏度的安山质—流纹质熔岩缓慢挤出形成的穹状或塔状火山锥。大部分熔岩穹丘比较小，但可能超过 25 km³。图 13－18 是 1980 年圣海伦斯火山喷发高潮之后，在破火山口内长出的高约 200 m 的流纹质－安山质熔岩穹隆。爆炸性喷发之后，岩浆中气体挥发分显著降低、黏度大为增加，只能以粗而短的熔岩流从喷出口缓慢挤出，堆积在其上方形成熔岩穹隆。显然，熔岩穹隆堵塞喷出口，随着时间推移，其下方岩浆中气体逐渐增加，一旦能量聚集到足够大，则发生新的喷发将熔岩穹隆摧毁。



图 13－18　圣海伦斯破火山口中的熔岩穹隆
（C. C. Plummer 摄于 1993 年，
引自 C. C. Plummer et al.，2001）

5. 熔岩高原

熔岩高原（lava plateau）是由陆地裂隙喷发从大断裂中涌出的黏度非常小、流速非常快、很稀薄的玄武质熔岩泛流堆积形成的，覆盖面积广大的台地状火

山。世界著名的熔岩高原由冰岛高原、美国哥伦比亚高原（面积 200 000 km²）、印度德干高原。我国贵州、云南、四川的二叠纪玄武岩（260 000 km²）及河北省的第三纪汉诺坝玄武岩（1 700 km²）也都是著名的高原玄武岩。

6. 洋中脊

前面我们已知道，沿着洋中脊（mid-ocean ridge）峰顶中央裂谷正在进行海底裂隙喷发，流出枕状玄武岩。实际上，是一个在全球绵延长约 70 000 km 的巨型火山。在枕状玄武岩之下是辉长岩类侵入岩，它们不断在洋中脊生成，并随着海底扩张作用不断向两侧移动，形成大洋地壳（图 13－19）。从图 13－19 不难理解为什么在洋底，距离洋中脊愈远的洋壳愈年老，为什么说新的洋壳正在洋中脊生成。

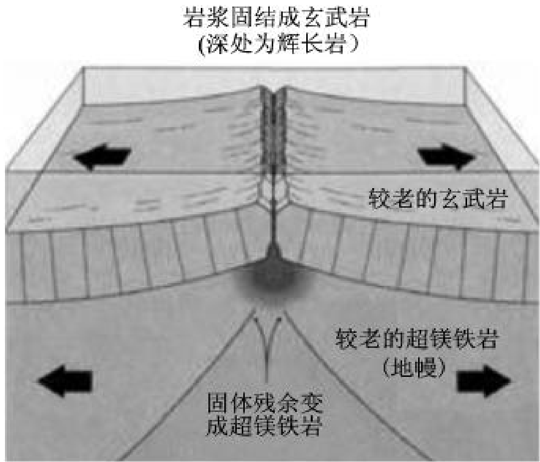



图 13－19　洋中脊岩浆作用与洋壳形成

(引自 C. C. Plummer et al.，2001)

## 三、火山岩的产状

一定成因的岩石构成的岩石集合体或地质体称为岩体（lithsome），岩体形状、大小及与围岩的关系等特征称为岩石的产状（occurrence of rocks）。沉积岩的产状是大家比较熟悉的，它们通常呈两向延伸的板状或层状，与上下层为互相叠覆、彼此协调的关系，这种产状称为岩层（layer）。沉积岩的产状之所以为岩层，取决于其成因：沉积岩是沉积物一层一层沉积而成。

由前面火山喷发过程不难看出，不仅火山碎屑岩形成过程与沉积岩相似，喷出岩也是熔岩流一层一层堆积而成（图 13－15a，图 13－17a），因此火山岩的产状也是岩层（图 13－18）。野外调查时需要细致观察，仔细区分、测量、标绘每一个火山岩层。



**图 13－20　美国哥伦比亚高原玄武岩层**

(美国地质调查局 P. Weis 摄，引自 C. C. Plummer et al.，2001)

**火山灾害**

了解了火山喷发过程后，我们知道，火山喷发既是世界上最宏伟壮观的自然现象，也给人类带来巨大灾难和损失。“国际减灾十年”（IDNDR，1990—2000）组织列出的地震、滑坡、海啸、暴风、洪水、火山、大火、干旱等 8 项重大自然灾害，火山即在其中。而且，火山喷发不是罕见的事件，地球上每年约有 50 座火山喷发。其中，安山质－流纹质岩浆产生的爆炸性喷发威力巨大，且常伴随地震、滑坡、海啸、洪水、大火等自然灾害，对地球环境和人类社会造成巨大威胁。火山灾害主要有下列五类：

⑴ 高速运动的炽热火山碎屑流和横向冲击波可夺去人类生命。前面提到的 1980 年圣海伦斯火山喷发和 1902 年培利火山喷发惨剧就是实例。

⑵ 炽热的火山碎屑和有毒气体可直接使人们埋没或窒息而死。公元 79 年著名的意大利维苏威（Visuvius）火山喷发就造成这种悲剧。当时位于意大利南部这座看来休眠的火山突然喷发，喷出的炽热有毒气体使罗马附近庞培城约 2 000 居民窒息死亡，火山碎屑把庞培城埋在地下 5～8 m 深处，直到 1784 年才被挖掘发现（图 13－21）。

⑶ 火山碎屑在火山喷发结束很久以后仍然有危险性。雨水或雪融水可使火山陡坡上的火山碎屑堆积松垮，引起致命的泥石流冲向山下。1985 年哥伦比亚鲁伊斯（Nevado del Ruiz）火山在有危险的一次小喷发之后，山顶冰川融化，引起巨大的火山泥流奔腾而下，冲毁了几十千米外的阿尔梅罗（Armero）城（图 13－22），使 23 000 余人因此丧生。



a



b

图 13－21　公元 79 年维苏威火山喷发遗迹

a 挖掘出的庞培城，背景为著名的维苏威火山（引自 C. C. Plummer et al.，2001）；b. 公元 79 年维苏威火山喷发灾难中窒息而死的庞培城居民铸模（引自 B. J. Skinner and S. C. Porter，1992）



图 13－22　被 1985 年鲁伊斯火山泥流冲毁的阿尔梅罗城

（引自中国火山网，2004）

④ 水下喷发可以引起被称为海啸的巨大海浪。例如 1883 年 8 月印度尼西亚克拉卡托火山喷发引发海啸，40 m 高的巨浪到达爪哇海滨，造成 36 000 人死亡。

⑤ 火山碎屑流和熔岩泛流都可破坏庄稼、农田、杀死牲畜，使人们因饥荒而死。1783 年冰岛拉基火山喷发，熔岩泛流破坏了房屋和食品供应、杀死了牲畜、淹没了农田，造成的饥荒饿死了 9 336 人。

## 第三节 侵 入 作 用

与发生在地表的火山作用不同，侵入作用发生在地下，我们不可能直接观

察到，只能通过观察侵入岩，以推理、类比、实验、计算等方法间接对其进行研究。

## 一、岩浆侵入的证据

既然可看到岩浆喷出地表形成喷出岩，那么从逻辑上我们自然可推断一定会有岩浆未能到达地表而在地下冷凝结晶形成侵入岩。然而，要说明一个岩体是否是岩浆侵入形成的侵入体（intrusive body 或 intrusion），需要细致观察研究岩体与先存固体岩石——围岩（country rock）的接触关系入手。说明岩体与围岩的侵入接触（intrusive contact）关系，或者说证明岩体为侵入体的主要证据如下（参见图 13－23，图 13－24）。

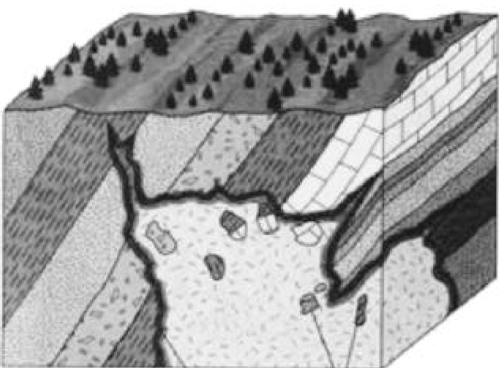


图 13－23　岩浆侵入的证据示意图

（C. C. Plummer et al.，2001）

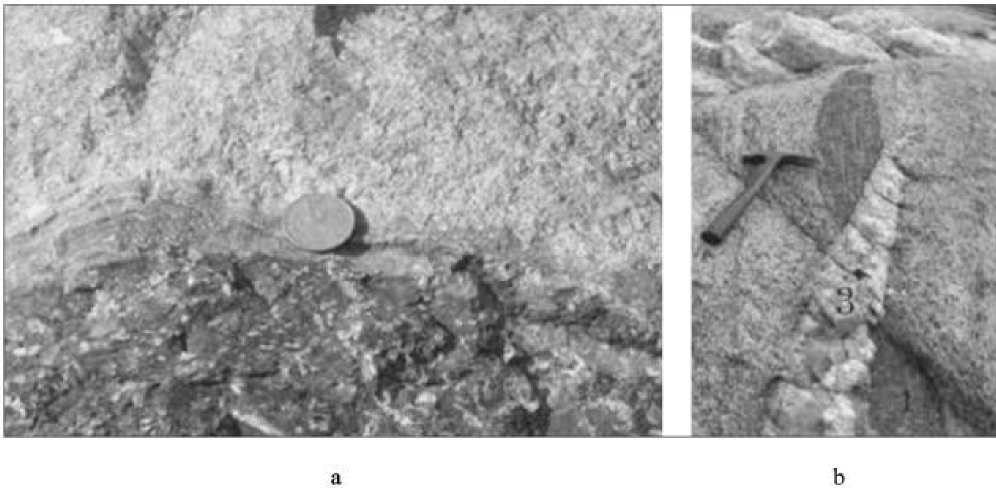



图 13－24　侵入接触关系实例

a. 正长斑岩（2）侵入于先存的斑状石英正长岩（1）之中，在正长斑岩岩体边部出现冷凝带（CZ），而在接触面附近斑状石英正长岩中出现褪色显示出的烘烤带（BZ）。秦皇岛堰塞湖采石场；b. 片麻状花岗岩（2）中包有先存的角闪岩捕虏体（1），晚期伟晶岩（3）侵入切割了二者的定向构造。秦皇岛金山咀。

（王家生 2003 年摄）

（1）接触面切割了围岩构造。

（2）紧靠接触面的围岩出现在岩浆高温作用下发生颜色、成分等特点改变

的带，称为烘烤带（“baked” zone）或接触晕（contact aureole）。

(3) 紧靠接触面的岩体边部出现由于在冷的围岩影响下岩浆热迅速丢失而快速凝固的细粒带，称为冷凝带（chill zone）。

(4) 岩体中（特别是顶部、边部）出现围岩碎块称为捕虏体（xenolith）。

地质事件法

图13－24是来自秦皇岛地区的两个侵入接触关系的实例。由图13－24a的冷凝带（CZ）和烘烤带（BZ）可判断正长斑岩（2）为侵入岩，这个露头上没有正长岩（1）是否为侵入岩的接触关系证据；由图13－24b，片麻状花岗岩（2）中有角闪岩的捕虏体（1），伟晶岩（3）切割了围岩（1和2）的定向构造可判断片麻状花岗岩（2）和伟晶岩（3）都是侵入岩，而角闪岩是否侵入岩从这个露头上不得而知。根据接触关系研究可建立露头地质事件序列。图13－24a的事件序列为$D_1$正长岩形成→$D_2$正长斑岩侵入；$D_1$角闪岩形成→$D_2$片麻状花岗岩侵入→$D_3$裂隙的产生→$D_4$伟晶岩沿裂隙侵入。综合工作区所有露头所见，可得出工作区的地质事件序列，这是地质工作的基本方法，称为地质事件法。

## 二、岩浆的形成和侵入

众所周知，当固体冰加热到温度到达其熔点（0 ℃），就要开始溶化成液体水。同样，如果岩石加热到其熔点温度，固体岩石也将开始发生熔融（melting）形成液体岩浆。不过岩石的熔融是一个较复杂的问题，它与岩石的成分（内因）和条件（外因）密切相关。通常，岩石的$SiO_2$含量愈高，岩石的熔点愈低，而且熔出来的岩浆成分也不同：在理想条件下，长英质岩石在625 ℃即开始熔融，产生流纹质岩浆；而超镁铁质岩石则需要1 000 ℃以上才能开始熔融，产生玄武质岩浆。如前所述，地壳平均成分是长英质的，地幔的成分是超镁铁质的。因而，流纹质岩浆形成于地壳，而玄武质岩浆则来自地幔。这个结论于已取得的资料相吻合。

图13－25表示了地壳的两个不同部分的地热梯度（AVR. 活动火山区；PI. 板内）和花岗岩的初熔曲线（1. 饱和水条件；2. 无水条件），由该图不难看出压力（$P$）水流体和岩石所处的地质构造部位等外部条件对岩石熔融的显著影响。不同压力（深度）、不同水流体下，花岗岩熔点明显不同。这里压力指的是负荷压力（lithostatic pressure），它来自上覆岩石柱，因而又称为岩石压力，在数值上等于上覆岩石重力，与深度（$D$）成正比。自地表往下，压力大致以0.029 GPa/km速率随深度增加而增加。平均稳定大陆地壳厚35 km，其底部压力约0.1 GPa。如图13－25所示，水的参与会明显降低岩石熔点。例如，在地下25 km深处（相当于压力0.7 GPa），饱和水花岗岩熔点要低于无水花岗

岩450 ℃±。压力（深度）对熔点的影响因水流体条件不同而不同：饱和水条件下熔点随压力（深度）增加而降低，无水条件下，熔点随压力（深度）增加而增大。

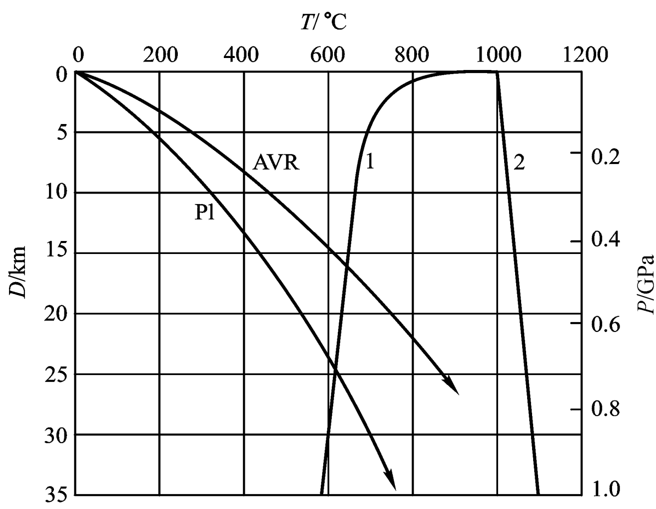



图13－25　地壳的两个不同部分的地热梯度（AVR. 活动火山区；PI. 板内）和花岗岩的初熔曲线（1. 饱和水条件；2. 无水条件）的 *T*（温度）－*D*（深度）－*P*（压力）图

（花岗岩的熔融曲线据 Tuttle and Bowen，1958；地热梯度线引自 C. C. Plummer et al.，2001）

我们的地球有一个非常高温的地核，据估算其温度在5 000 ℃以上。热量从那里不断向上往地表传导，这使得从地表往下，随着深度（压力）的增加，温度不断增加。温度对深度（压力）的改变率（增加率）称为地热梯度（geothermal gradient），以℃/km为单位。不过，地热梯度并不是各处相等的，这是由于地幔对流、地幔柱等机制造成局部地热异常的结果。这些局部地热异常地带，就是岩浆活动、变质作用活跃的地质构造带。例如活动火山区（AVR）地热梯度高，约45 ℃/km，这里在约16 km的深处温度就到达饱和水花岗岩的熔点，所以岩浆活动强烈，而大陆板内（PI）地热梯度相对较低，约25 ℃/km，要到25 km深处温度才能到达饱和水花岗岩的熔点，当然岩浆活动也较微弱。

像大多数其它液体一样，岩浆的密度小于固体岩石。这个密度差是岩浆上升的主要驱动力。一旦岩浆形成，较低密度的岩浆就会对密度较高的围岩施加向上的推力，缓慢地为自己开辟上升道路。当然上升岩浆体也会承受一个数值等于上覆岩石重力（与深度成正比）的负荷压力。当岩浆上升驱动力与负荷压

力相等时岩浆就停止上升，而侵入就位与围岩之中，冷凝结晶形成各种各样的侵入体。此外，在岩浆形成、上升就位的整个过程中，岩浆成分并不是一成不变的。相反，由于自身成分变化、围岩物质加入、不同成分岩浆混合等原因，岩浆成分会不断发生演化（evolution），最后形成各种各样的岩浆岩。这些过程和机制，在岩石学课程中将进一步阐述。

## 三、侵入岩产状

按照前述岩石产状定义，侵入岩产状指的是侵入体的形状、大小及与围岩的关系等特征。这些特征是我们划分侵入岩产状的标志，也是划分侵入体类型的标志。按照侵入体与围岩的关系（是否与围岩层理或面理平行），侵入体可划分为整合侵入体（concordant intrusion）和不整合侵入体（discordant intrusion）两类。如果侵入体沿围岩层理或面理侵入，产状与之平行，称为整合侵入体（图13－26，4～7）；相反，如果侵入体于围岩层理或面理不平行，则称为不整合侵入体（图13－26，1～3）。特殊情况下，当侵入体围岩无层理或面理（如早先存在的侵入岩）时，也称为不整合侵入体。侵入体的进一步划分则根据形状、大小等特征。

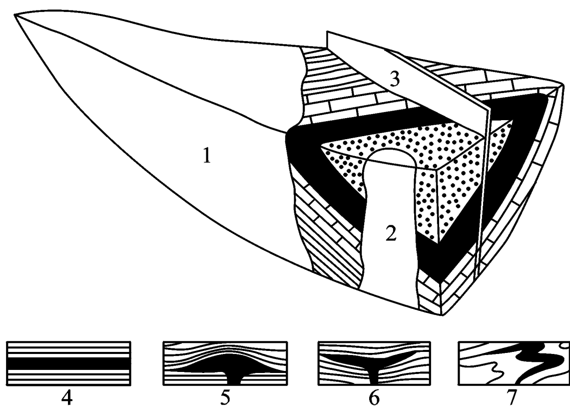



图13－26　侵入岩产状

1～3. 不整合侵入体：1. 岩基；2. 岩株；3. 岩墙；

4～7. 整合侵入体：4. 岩床；5. 岩盖；6. 岩盆；7. 岩鞍

（据 Немкова，Г. И.（1989）改编）

### （一）岩基

岩基（batholith）是规模巨大（出露面积大于100 $km^2$）的不整合侵入体，平面形状通常为不规则状（图13－26，1）。

### （二）岩株

岩株（stock）是规模较大（出露面积小于100 $km^2$）的不整合侵入体，平

面上常呈近圆形（图13－26，2）。

（三）岩墙

岩墙（dyke）是板状不整合侵入体（图13－26，3），通常是沿裂隙侵入形成。

（四）岩床

岩床（sill）是板状整合侵入体（图13－26，4）。

（五）岩盖

岩盖（laccolith）是上凸下平、中厚边薄的蘑菇状整合侵入体（图13－26，5）。

（六）岩盆

岩盆（lopolith）是中央下凹的盆状整合侵入体，规模一般较大（图13－26，6）。

（七）岩鞍

岩鞍（phacolith）是沿褶皱转折端虚脱部位侵入的鞍状整合侵入体（图13－26，7）。

侵入体特征取决于侵入岩成分和产出条件。通常，镁铁质－超镁铁质侵入岩形成整合侵入体或岩墙，而长英质侵入岩形成不整合侵入体。这可能与镁铁质－超镁铁质岩浆黏度较小，易于沿层理、面理、裂隙侵入有关。按产出条件侵入体可分为浅成侵入体（shallow intrusion）和深成侵入体（pluton）。浅成侵入体产于近地表（深度小于2～3 km）低温低压环境，多形成岩墙、岩床、岩盖、岩鞍、小岩株等小型侵入体。深成侵入体侵入于深度大于2～3 km的高温高压环境，形成岩基、岩株（对长英质）和岩盆（对镁铁质－超镁铁质）等较大的侵入体。

深成侵入体中，长英质岩基和岩株分布广泛。造山带长期隆升、剥蚀，使得深成侵入体得以露出地表，为我们提供研究深成岩浆作用的场所。例如，处于燕山造山带东段的秦皇岛地区，出露了大量花岗质岩基、岩株等深成侵入体（图13－27）。其中新太古代秦皇岛花岗岩呈北东向巨大岩基分布在秦皇岛—绥中沿海一带，出露面积达2 600 km$^2$。堰塞湖斑状石英正长岩是一个面积约50 km$^2$的典型岩株。

浅成侵入体中，以岩墙最为常见，其成分没有特定范围，从长英质到超镁铁质都有，产状取决于其侵入的裂隙产状，可陡可缓。例如，在秦皇岛地区，早白垩世浅成岩岩石类型多样，主要包括花岗斑岩、正长斑岩、辉绿岩等岩石类型，在实习区分布广泛，它们呈厚度几厘米到十几米、产状或陡或缓的岩墙侵入于先成的地层或岩体中（图13－28）。

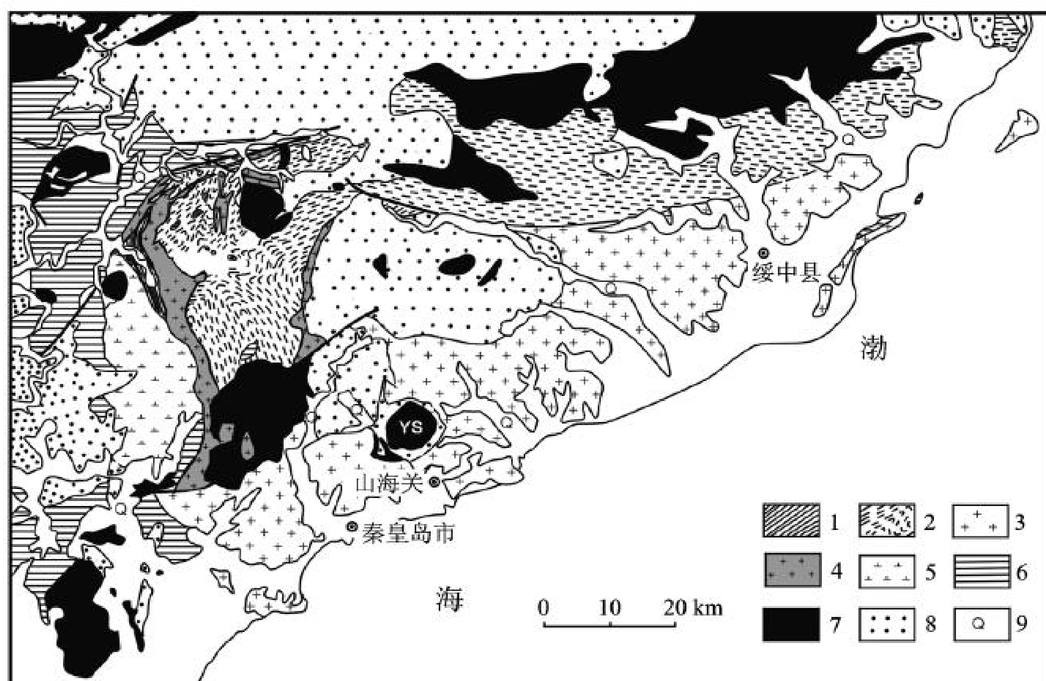



图 13—27 秦皇岛—绥中地区侵入岩变质岩分布简图

1，2 新太古代安子岭花岗质片麻岩：1. 英云闪长质—花岗闪长质片麻岩；2. 二长花岗质片麻岩；3. 新太古代秦皇岛（绥中）中粗粒花岗岩；4. 新太古代中细粒花岗岩；5. 新太古代闪长岩；6. 新太古代单塔子群（变质表壳岩）；7. 中生代花岗岩类侵入岩（XS 响山岩体；YS 堰塞湖岩体）；8. Z—J 盖层沉积；9. 第四纪沉积物（虚线框表示实习区范围。据穆克敏等（1989）改编）

**关于“岩脉”**

岩脉或脉（vein）通常指岩石裂隙中外来矿物充填物，其形状取决于裂隙形状，通常为薄板状或席状，也可以是透镜状或不规则状。如石英脉、方解石脉等。因此，岩脉是裂隙溶液中矿物质沉淀的产物，与岩浆侵入形成的岩墙（dyke）成因不同。

但是，也有人将岩脉定义为“侵入于裂隙中的薄的席状侵入体”。按这个定义，岩脉就是小的岩墙。在英汉地质辞典中，dyke 也译为“岩墙，岩脉”。了解这些情况是必要的。我们认为将岩脉这个词的应用限制在溶液充填产物范围内是比较可取的。

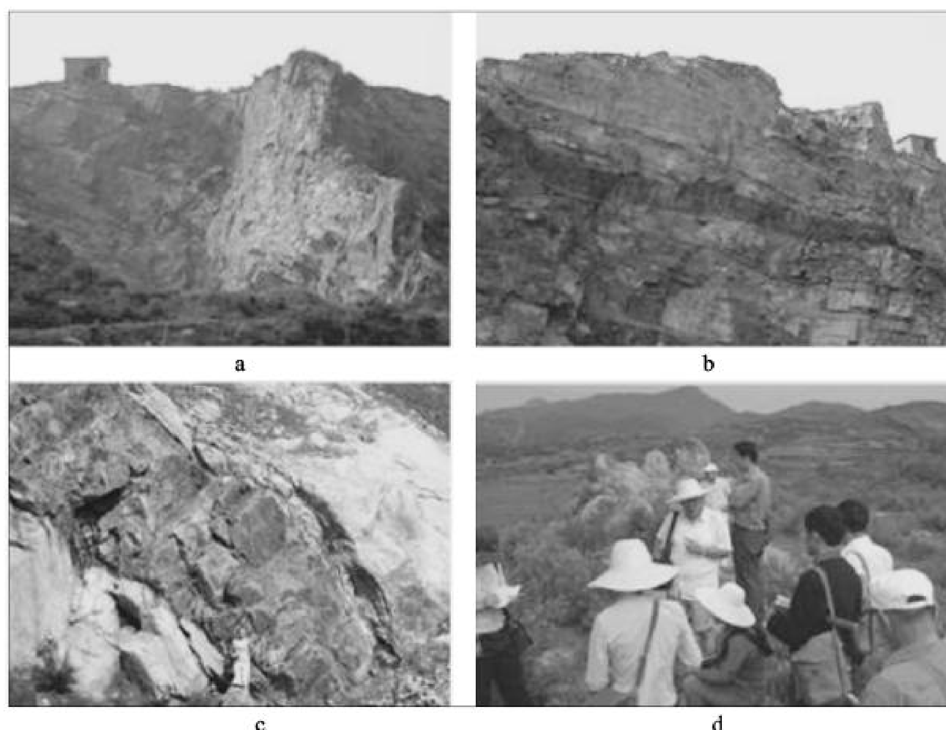



图 13－28 秦皇岛实习区内燕山晚期代表性岩墙

a，b. 亮甲山采石场侵入于早奥陶世亮甲山组灰岩之中的辉绿岩岩墙，一条产状陡立（a），一条产状平缓（b，黑色），它们的接触面都切割了围岩层理；c. 堰塞湖采石场的一条正长斑岩岩墙（深灰色）侵入于斑状石英正长岩（浅色）之中；d. 沙锅店东山梁侵入于早奥陶世亮甲山组灰岩之中的花岗斑岩岩墙（浅色），岩墙产状陡立。厚度较大（约 10 m），由于与灰岩围岩相比抗风化能力明显较强，像城墙一样突出于地面（王家生摄于 2003）

# 第四节 火 成 岩

## 一、火成岩的简略分类和最常见类型

由于岩浆成分、火成岩产出条件变化很大，火成岩类型十分多样，初学者不可能都了解，本课程只要求掌握火成岩的简略分类和最常见类型。

如表 13－1 所示，常见火成岩可从成分和产状两个角度作简略分类。火成岩的成分分类与岩浆的分类一样，也分为超镁铁质、镁铁质、中性和长英质等四大类，但超镁铁质火成岩少见；从产状角度，火成岩可粗略划分为侵入岩和

喷出岩两大类。这样最常见的火成岩包括表 13－1 和图 13－29 所示的 6 种，其中，辉长岩、闪长岩和花岗岩分别为玄武岩、安山岩、流纹岩等喷出岩成分相当的侵入岩。

表 13－1　火成岩的简略分类和最常见的类型

| | 超镁铁质 | 镁 铁 质 | 中　　性 | 长 英 质 |
|---|---|---|---|---|
| 喷出岩 | 少见 | 玄武岩　(basalt) | 安山岩　(andesite) | 流纹岩　(rhyoLite) |
| 侵入岩 | 少见 | 辉长岩　(gabbro) | 闪长岩　(diorite) | 花岗岩　(granite) |
| w　($SiO_2$) % | ＜53 | | 53～65 | ＞65 |
| 石英含量%* | 无 | 很少 | ＜5 | ＞20 |
| 长石 | 无 | 斜长石 | 斜长石为主 | 钾长石、斜长石 |
| FeO＋MgO | 降低 | | | |
| 铁镁矿物含量%* | ＞90 | 90～40 | 40～15 | ＜15 |
| 铁镁矿物种类 | 橄榄石、辉石 | 辉石常见可有橄榄石、角闪石、黑云母 | 角闪石常见次为黑云母、辉石 | 黑云母常见次为角闪石 |

＊对侵入岩

## 二、火成岩的基本特征

成分、结构、构造等岩石的基本特征是观察、描述岩石的主要内容，也是对岩石进行分类命名的依据。岩石的成分包括化学成分和矿物成分，肉眼观察描述的是矿物成分；结构　(texture)　指组成岩石的矿物颗粒的特征，包括形状、大小和相互关系，对肉眼观察最主要的是颗粒大小　(包括粒度和粒度分布)；构造　(structure)　指组成岩石的矿物颗粒的分布特点。结构、构造都是岩石构成方面的特点，显然构造的观察尺度比结构的观察尺度大。

### (一)　火成岩的矿物成分

矿物成分是化学成分的反映，通过矿物成分可了解岩石化学成分的主要特点。从超镁铁质火成岩至长英质火成岩，$SiO_2$ 含量逐渐增加，　(FeO＋MgO)　含量逐渐降低。反映的矿物成分上，从超镁铁质火成岩至长英质火成岩，硅铝矿物石英、长石含量逐渐增加，铁镁矿物含量逐渐增加　(表 13－1)。硅铝矿物石英、长石是浅色的，铁镁矿物是暗色的。铁镁矿物含量愈高，岩石的颜色愈深。在常见火成岩中，花岗岩、流纹岩等长英质岩石是浅色的，闪长岩、安山岩等中性岩石是中色的，辉长岩、玄武岩等镁铁质岩石是深色的　(图 13－29)，这是岩石最醒目的鉴定特征。

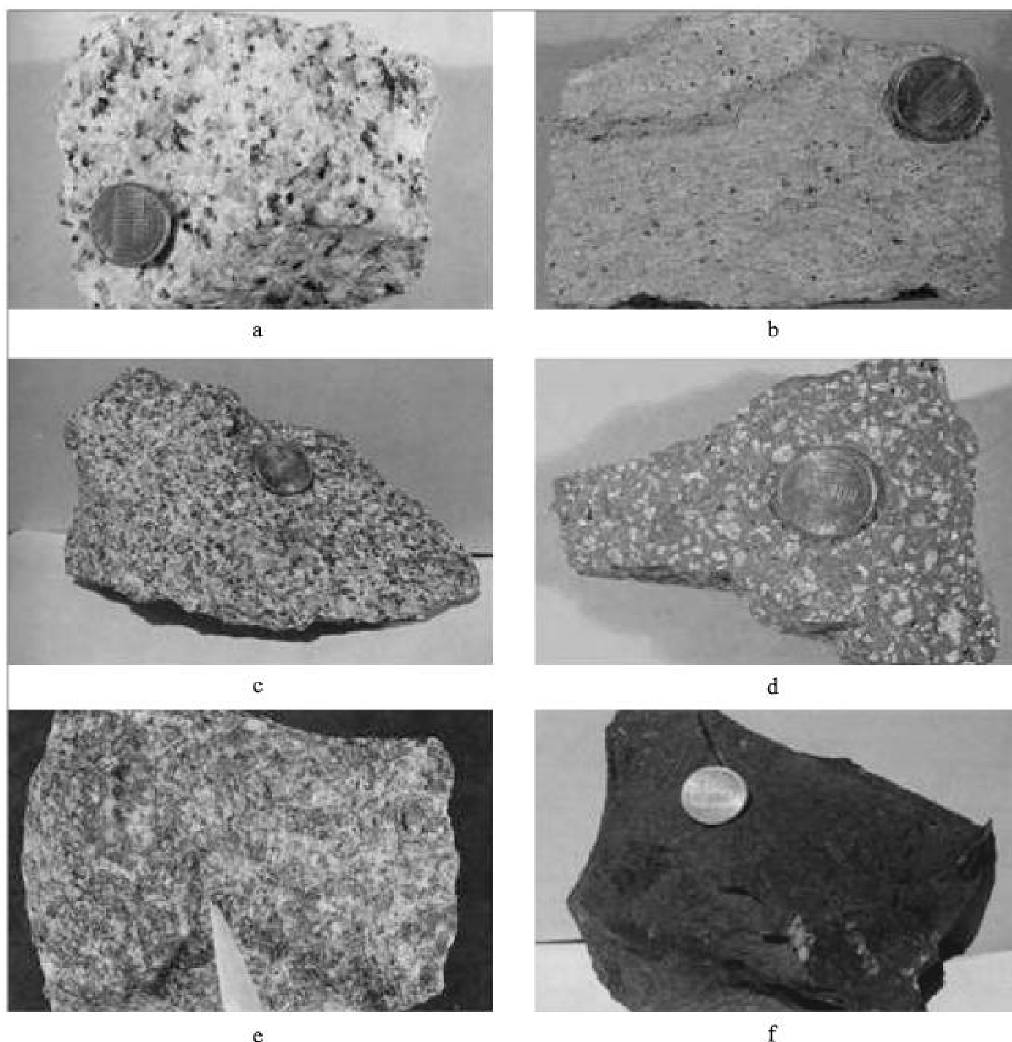



图 13－29　最常见的火成岩

a. 花岗岩；b. 闪长岩；c. 辉长岩；d. 流纹岩；e. 安山岩；f. 玄武岩

(据 C. C. Plummer et al.，2001)

（二）火成岩的结构

侵入岩在地下条件下缓慢固结，有较充分时间结晶形成较大晶体而具有粗粒（coarse grained）结构（图 13－29a～c）。相反，喷出岩在地表条件下迅速冷凝固结，没有充分时间结晶而具有细粒（fine grained）结构（图 13－29f）甚至没有结晶而具有玻璃质（glassy）结构，如黑曜岩（obsidian）就是一种常见的火山玻璃（图 13－30）。玻璃质结构特点是岩石玻璃光泽、贝壳状断口。粗粒与细粒的界限则是人为的，欧、美、日一般把 1 mm 作为粗粒与细粒的界限。当颗粒巨大，粒度＞20 mm 时，则称为伟晶（pegmatitic）结构。具伟晶结构的

岩石称为伟晶岩（pegmatite）。岩浆演化晚期富含挥发分，岩浆变得很稀薄，黏度低，有利于矿物结晶成非常粗大的晶体，形成伟晶岩。粒度对岩石颜色深浅也有影响：粒度愈细，颜色愈深。喷出岩比侵入岩粒度细，因此，喷出岩比成分相当的侵入岩颜色深（图13－29）。

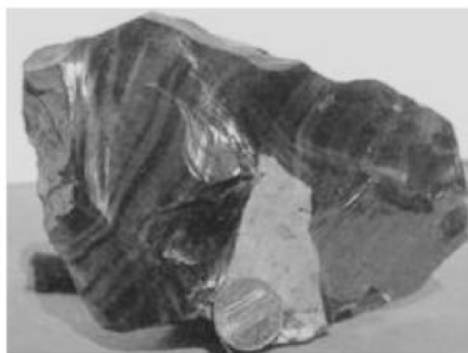


图13－30　黑曜岩

许多喷出岩矿物颗粒粒度呈双峰式分布，即可分为粒度明显不同的两群，这种结构称为斑状（porphyritic）结构（图13－29e）。大的晶体称为斑晶（phenocryst），包围斑晶的是细小矿物颗粒或玻璃质，称为基质（matrix或ground mass）。基质成分往往很细，肉眼不能分辨，需要用专门的岩石学偏光显微镜进行鉴定。图13－29所示的安山岩具有明显的斑状结构，斑晶为斜长石。显然，斑晶与基质不是同时的：斑晶在地下缓慢冷凝结晶形成，火山爆发时与液态岩浆一起带到地表，液体部分在地表条件下迅速冷凝固结形成基质。

（三）火成岩的构造

最常见火成岩构造有下列5种：

1. 块状构造

块状构造（massive structure）是火成岩最常见的构造，其特点是岩石中矿物无定向排列，且分布均匀（图13－29a～f）。

2. 气孔构造和杏仁构造

是喷出岩中常见的构造。火山喷发时压力突然降低，气体在岩浆中的溶解度大幅度下降而从岩浆中分离出来，形成大量气泡。这些气泡部分破裂，气体逃逸到大气中，部分由于岩浆迅速冷凝而捕获保留在岩石之中形成空洞，这种构造类型称作气孔构造（vesicular structure）。当气孔很多时，岩石比重很轻，可以漂浮在水上，这种多孔的喷出岩称为浮岩（pumice，图13－31a）。当气孔被次生矿物（钙质、硅质等）充填，由于充填物状如杏仁，而称作杏仁构造（amygdaloidal structure，图13－31b）。

3. 流纹构造

流纹构造（fluidal structure）是长英质喷出岩中最常见的构造，其特征是不同颜色的矿物晶体、玻璃质和气孔在岩石中定向排列（图13－29d）。流纹构造是熔岩流动的结果。

4. 枕状构造

枕状构造（pillow structure）是水下熔岩的标志，为海底喷发形成的玄武岩

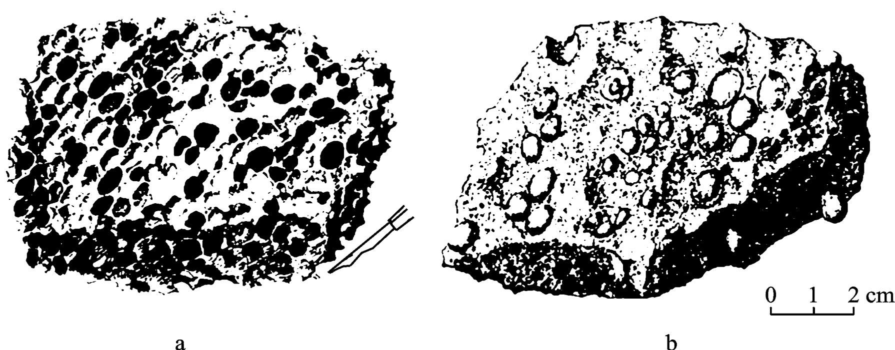



图 13－31 气孔构造（a 山西大同浮岩）和杏仁构造（b. 四川峨嵋玄武岩）
（据李尚宽，1982）

所特有。其特点是大小不一（几厘米到1米或更大）的枕头状岩枕，像沙包一样互相堆积（图13－6，图13－32a）。在枕状熔岩中，岩枕多分布在岩流顶部，单个岩枕顶面上凸，其中之空腔凸面也向上，其底面则为上凸面、平面或呈向下突出的楔形。其中空腔面较平，气孔在顶、底部特点也不同（图13－32b）。

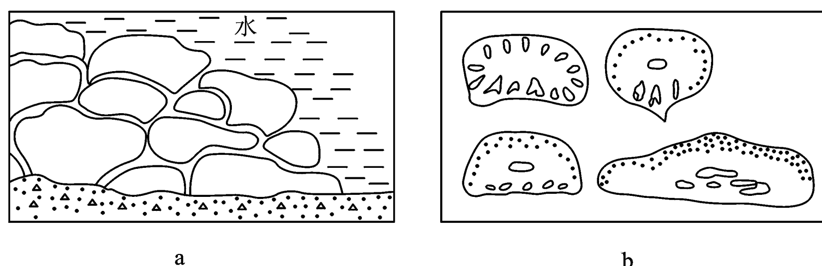



图 13－32 枕状构造
a 剖面示意图；b 岩枕剖面，箭头指向岩层面向
（引自武汉地质学院岩石教研室，1980）

5. 柱状节理

柱状节理（columnar jointing）多见于玄武岩之中。节理呈规则的多边形柱状，以六边形柱状最为典型（图13－33）。柱状节理由熔岩冷凝收缩形成，柱体与冷却面垂直。

## 三、代表性的火成岩

1. 侵入岩

（1）辉长岩。是镁铁质深成侵入岩代表性岩类。通常灰黑—灰色，粗粒结构，块状构造。主要由角闪石和斜长石组成，可含少量橄榄石、角闪石、黑云




图13－33　加利福尼亚 Davils Postpile 柱状节理

a. 俯视图（柱体表面痕迹为冰川刻痕）；b. 侧视图（据 C. C. Plummer et al.，2001）

母，铁镁矿物含量约40%～90%，石英罕见（表13－1，图13－29c）。

(2) 闪长岩。是中性深成侵入岩代表性岩类。通常浅灰—灰绿色，粗粒结构，块状构造。主要由辉石和斜长石组成，次为辉石、黑云母、石英，铁镁矿物含量约15%～40%，石英含量＜5%，一般肉眼难以见到（表13－1，图13－29b）。

(3) 花岗岩。是长英质深成侵入岩代表性岩类，在侵入岩中分布最广。通常灰白—肉红色，粗粒结构，块状构造。主要由钾长石、斜长石和石英组成，次为黑云母、角闪石，有时可含少量辉石。铁镁矿物含量＜15%（通常＜10%），石英＞20%（表13－1，图13－29a）。

2. 喷出岩

(1) 玄武岩。是镁铁质喷出岩代表性岩类，在喷出岩中分布最广，也是在地表分布最广的火成岩。通常灰黑—暗灰色，斑状结构，基质具隐晶质结构。块状构造、气孔构造、杏仁构造、柱状节理构造。斑晶为斜长石、辉石和橄榄石，可有角闪石、黑云母（表13－1，图13－29f）。

(2) 安山岩。是中性喷出岩代表性岩类。通常灰、灰绿—紫红色，斑状结构，基质具隐晶质－玻璃质结构。块状构造、气孔构造、杏仁构造。斑晶为斜长石、角闪石，可有黑云母、辉石（表13－1，图13－29e）。

(3) 流纹岩。是长英质喷出岩代表性岩类。通常灰白—暗灰色，斑状结构，基质具玻璃质－隐晶质结构。流纹构造、块状构造，也可见气孔构造、杏仁构造。斑晶为石英和透长石，可有黑云母和角闪石（表13－1，图13－29d）。

## 四、火山碎屑岩

由火山碎屑（主要是火山爆发时被气体爆裂的熔岩碎块）落到地表后胶结形成的火山碎屑岩是一个特殊岩类。它们具有与沉积岩类似的结构、构造、产

状等特征和搬运、堆积、胶结等形成过程，但其物质成分主要来源于岩浆，成因与岩浆活动密切相关。因此这类岩石既可以放入沉积岩，也可以放入火成岩。

火山碎屑岩具有碎屑结构、层理构造。如表13－2所示，通常以64 mm、2 mm为界将火山碎屑按粒度划分为火山弹（bomb，*d*＞64 mm）、火山砾（lapilli，*d*＝2～64 mm）和火山灰（ash，*d*＜2 mm），以相应粒度为主的火山碎屑岩分别称为集块岩（agglomerate）、火山砾岩（lapillistone）和（火山灰）凝灰岩（lapilli tuff）。

表13－2　火山碎屑和火山碎屑岩的名称*

| 火山碎屑粒径 *d*（mm） | 火山碎屑 | 火山碎屑岩 |
|---|---|---|
| ＞64 | 火山弹 | 集块岩 |
| 2～64 | 火山砾 | 火山砾岩 |
| ＜2 | 火山灰 | （火山灰）凝灰岩 |

＊据B. J. Skinner and S. C. Porter（1992），略有修改

**斑岩和“玢岩”**

浅成岩通常具有斑状结构，称作斑岩（porphyry）。进一步划分根据斑晶成分：如果斑晶为斜长石和橄榄石、辉石，称作辉绿斑岩；斑晶为斜长石和角闪石、黑云母，则称作闪长斑岩；斑晶为钾长石，则称作正长斑岩；斑晶为钾长石和石英，则称作花岗斑岩等。“玢岩”（porphyrite）是一个在国外已废弃的旧词，指斜长石作斑晶的斑状火成岩。以区分钾长石作斑晶的斑岩。按照这一旧的用法，上述岩石被分别称为辉绿玢岩、闪长玢岩和正长斑岩、花岗斑岩。这一旧的用法在我国一直沿用至今。

## 思考题



1. 区分：(1) 岩浆与熔岩；(2) 喷出岩与火山岩；(3) 火成岩与侵入岩；(4) 岩浆作用与火山作用。
2. 火山喷发物质有哪些？
3. “镁铁质”与“基性”是同义词吗？为什么？
4. 什么是黏度？影响岩浆黏度的主要因素有哪些？
5. 为什么随着远离喷出口，熔岩流动速度变小？为什么侵入岩比喷出岩结晶程度高？
6. 简述火山喷发方式分类。
7. 同样是玄武质岩浆裂隙喷发，为什么在冰岛形成熔岩泛流，而在洋中脊形成枕状熔岩？
8. 试述绳状熔岩和渣块熔岩的成因。
9. 为什么绝大多数安山质和流纹质火山喷发方式为爆炸性喷发？
10. 解释名词：(1) 喷发柱；(2) 横向冲击波；(3) 火山碎屑降落；(4) 火山碎屑流；(5)

火山；(6) 火山机构；(7) 岩体；(8) 岩石产状；(9) 岩层；(10) 地热梯度；(11) 浅成侵入体；(12) 深成侵入体；(13) 玄武岩；(14) 安山岩；(15) 流纹岩；(16) 辉长岩；(17) 闪长岩；(18) 花岗岩；(19) 伟晶岩；(20) 斑状结构；(21) 集块岩；(22) 火山砾岩；(22) 凝灰岩。

11. 什么是火山？火山有哪些类型？
12. 说明岩体与围岩的侵入接触关系的主要证据有哪些？
13. 什么是整合侵入体？整合侵入体有哪些类型？
14. 什么是不整合侵入体？不整合侵入体有哪些类型？
15. 岩石的基本特征包括哪几方面？
16. 什么是岩石的结构？火成岩的常见结构有哪些？
17. 什么是岩石的构造？火成岩的常见构造有哪些？
18. 举例说明岩石的结构、构造的研究意义。

# 第十四章 变质作用

在江河湖海可以观察到沉积作用，通过观察火山喷发也可以获得岩浆作用的信息，但变质作用却不能直接看到。因此，人类对变质作用的认识要比沉积作用和岩浆作用晚得多：早在18世纪，魏尔纳 (A. G. Verner，1749—1817) 就提出了“水成说”，赫屯提出了“火成说”。而“变质作用”这个术语直到1820年才由布埃 (Boué) 引入，“变质岩”这个术语直到1833年莱伊尔的《地质学原理》出版后才流行。然而，几乎所有变质岩都来自地壳深部，大多数变质岩都产在造山带，它们可以给地质学家提供许多深部状态和造山带演化线索。

## 第一节 变质作用的基本概念

### 一、变质作用的定义

前面我们研究了自然界产出的火成岩和沉积岩等两大类岩石，它们形成于不同的地质环境和物化条件下，具有不同的成分、结构构造等基本特征。由于地球是一个动态行星 (dynamic planet)，它形成以来，除受陨石冲击外，内部还不断发生能量和物质的迁移和变化。火成岩和沉积岩形成后都不是一成不变的。相反，在岩浆活动、构造变动等地球内力作用下，它们会偏离其初始环境和条件而处于新的地质环境和物理化学条件之中。在这种情况下，作为对新条件的响应 (response)，岩石在基本保持固体状态下会发生矿物成分、结构构造甚至化学成分变化而形成新的岩石，这样一个地质过程称为变质作用 (metamorphism)。简而言之，变质作用是在地球内力作用下，早先形成的岩石 (岩浆岩、沉积岩) 为适应新的地质环境和物理化学条件，在基本保持固体状态下发生的矿物成分、结构构造甚至化学成分变化过程。变质作用形成的岩石称为变质岩 (metamorphic rocks)。变质岩是自然界最主要的岩石类型之一，它与岩浆岩、沉积岩一起构成固态岩石圈。

**正变质岩和副变质岩**

变质岩是早先已形成的岩石 (火成岩、沉积岩) 变质产物。从原岩 (protolith) 角度，变质岩可分为正变质岩 (orthometamorphite) (原岩为火成岩) 和

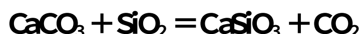
副变质岩（parametamorphite）（原岩为沉积岩）两大类。当然已形成的变质岩还可再遭受变质（一次或多次），这样的变质岩叫复变质岩（polymetamorphic rock）。复变质岩当然从原岩角度也有正、副变质岩之分。岩石变质原因是地质环境和物化条件的变化，岩石变质的结果是矿物成分、化学成分和结构构造的变化。因此，变质岩的矿物成分、化学成分和结构构造等基本特征包括了原岩和变质环境条件两方面重要信息，是恢复原岩、研究变质作用的标志。从研究变质岩矿物成分、化学成分、结构构造等基本特征入手，研究变质岩原岩及变质作用地质环境和物化条件变化过程，是变质岩岩石学研究的基本思路。

## 二、变质作用机制

**变质作用是一个基本保持固体状态下的转变过程，岩石是如何在这种状态下实现矿物成分、结构构造甚至化学成分变化的呢？这就是变质作用机制问题。最主要的变质作用机制有变质结晶和变形两类。**

### （一）变质结晶

**岩石在变质条件下的结晶作用称变质结晶作用（metamorphic crystallization）。通常，成分单纯的钙质岩石（纯灰岩、纯白云岩）和硅质岩石（纯硅质岩、燧石岩），在变质结晶过程中主要表现为随着温度升高，粒度增大，无新矿物生成（图 14－1）；通常岩石的变质结晶情况复杂些，不仅有粒度增大，当温度升高到一定程度，还会发生变质反应，生成新的矿物。如图 14－2 所示硅质灰岩变质结晶过程。在低温条件下，由于方解石（Cc）＋石英（Q）是稳定的，所以二者之间没有反应发生，变质结晶仅表现为方解石和石英独自生长，粒度变大，硅质灰岩变成含石英大理岩（图 14－2a）。当温度升高，一旦超越反应的反应温度，方解石＋石英就变得不稳定。在粒度增大**



$$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2\uparrow$$

**方解石　石英　硅灰石**

**的同时，石英与方解石反应，生成硅灰石，反应剩余的方解石粒度进一步增大，与新生的硅灰石一起构成硅灰石大理岩（图 14－2b）。图 14－2c 表示了 $P = P_{CO_2}$ 条件下方解石＋石英＝硅灰石＋$CO_2$↑反应的平衡条件，从该图可看出，该反应的平衡温度视压力不同而不同。随着压力增大，平衡温度增高。例如，$P$＝0.1 GP 时，平衡温度约为 620 ℃，$P$＝0.3 GPa 时，平衡温度约为 780 ℃。**

### （二）变形

**偏应力施加于岩石，当应变很小时，岩石显示弹性行为（elastic behavior）。这意味应变在应力施加时立即发生，应力撤消时，岩石立即恢复至原先未变形状态。而当应变增加至超越弹性极限，岩石就会产生永久变形（deformation）。**

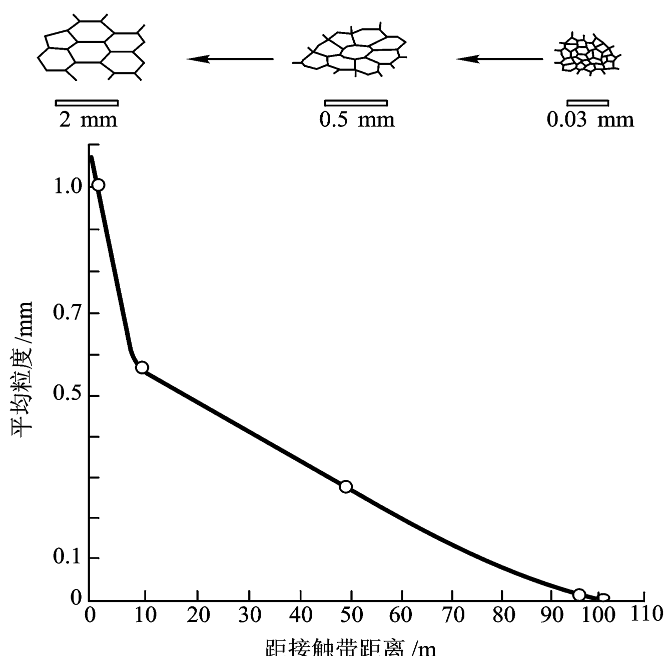



**图 14－1　变燧石岩粒径对距辉长岩接触带距离图解**

（引自 Raymond，1995）

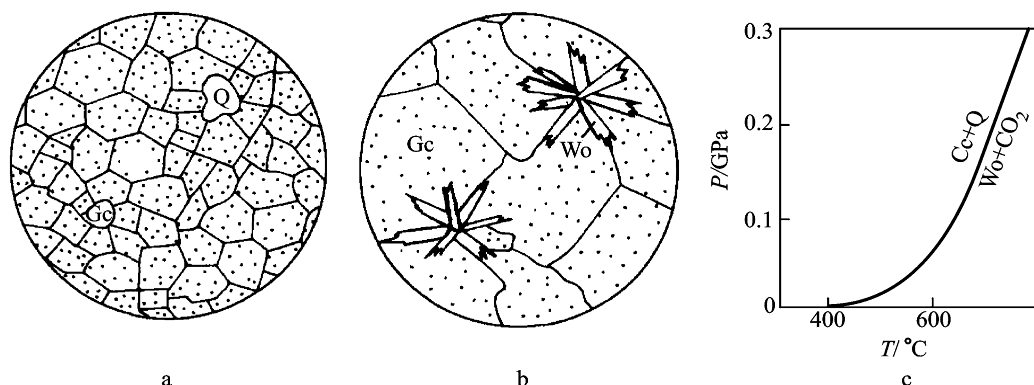



**图 14－2　含石英大理岩的变质结晶**

a 低温下矿物组合方解石（Cc）＋石英（Q）稳定；b 温度超越方解石＋石英→硅灰石（Wo）＋$CO_2$↑反应温度时，在粒度增大的同时形成新的高温条件下稳定的矿物组合方解石＋硅灰石；c $P = P_{CO_2}$ 条件下方解石＋石英→硅灰石＋$CO_2$↑反应 $P-T$ 图解，示该反应的平衡条件

此时视环境条件不同有不同的变形机制：在近地表低温低压和较高应变速率条件下，岩石显示脆性变形（brittle deformation），表现为岩石沿裂缝破裂，产生碎裂和断裂。而在地下高温高压特别是当应变速率低时，岩石显示塑性变形（plastic deformation），导致矿物定向排列和褶皱而没有破裂。

## 三、变质作用因素

岩石变质的根本原因是地质环境的改变，应该说，控制变质作用的根本因素是地质因素，如：大地构造位置（岛弧、海沟、洋中脊等）、构造过程（沉降、隆升等）、岩浆作用等。然而，从物理化学角度看，尽管控制变质作用的地质因素多种多样，但都可以抽象出温度（T）、压力（P）、流体成分（x）、时间（t）等物化因素，这也是将物理化学引入岩石学的出发点。变质过程中最重要变化是矿物成分变化。变质岩形成于地下一定深处的 P－*T* 条件下，*其矿物组合与一定的 P－T 条件相适应。当 P－T 条件改变时，就会变得不稳定*，而发生化学反应（变质反应）形成新 P－*T 条件下稳定的新的矿物组合。*由此可见 T、P 作为变质因素的重要性，这也正是这一节的讨论内容。

### （一）温度（T）

变质作用最低温度由成岩作用向变质作用的转化所记录（图 14－3），通常为 150～200 ℃。变质作用高温限由变质作用与岩浆作用的转化限定。如图 14－3 所示，变质作用条件与岩浆作用条件间有一个范围广大的 P－*T* 过渡区。由于地壳平均成分为长英质，通常认为这个过渡区在简化花岗岩系统过量水固相线（EHGS）和干固相线（DGS）之间。

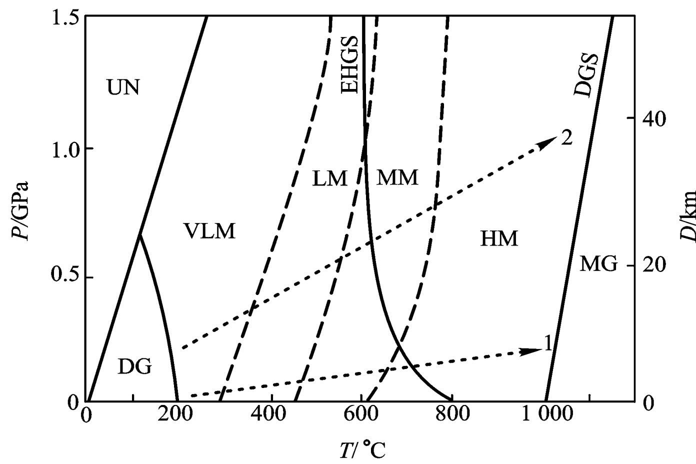



图 14－3　变质作用的 *P－T* 范围

DG. 成岩作用条件；MG. 岩浆作用条件；M. 变质作用条件（VLM. 很低级变质；LM. 低级；MM. 中级变质；HM. 高级变质）；NU. 自然界未知的条件。1. 接触变质视地热梯度；2. 普通区域变质视地热梯度；变质作用条件与岩浆作用条件间有一个范围广大的 *P－T* 过渡区，通常认为这个过渡区在简化花岗岩系统过量水固相线（EHGS）和干固相线（DGS）之间；固相线 EHGS 和 DGS 据 Huang & Wyllie（1975）

温度升高有利于吸热反应（如上述之方解石+石英=硅灰石+ $CO_2$ ↑反应）、温度升高可大加快变质反应速率和晶体生长，是变质结晶的决定性因素。温度升高还可改变岩石的变形行为，从脆性变形向塑性变形转化。温度升高还会通过脱水反应、脱碳酸反应形成变质热液作为催化剂、搬运剂和热媒介对变质作用施加影响。此外，温度升高还会导致部分熔融而发生混合岩化。正因为温度对变质作用的主导作用，通常按温度将变质作用划分为很低级（VLM）、低级（LM）、中级（MM）、高级（HM）等4个变质级（metamorphic grade）。不同变质级的变质岩有不同的成分、结构、构造等基本特征。

（二）压力（P）

地下变质环境中压力主要有负荷压力（lithostatic pressure）、定向压力（directed pressure）等两种压力。负荷压力 $P_l$ 主要来自上覆岩石柱，是一种各向相等的均匀应力。定向压力来自构造运动（如挤压、剪切），是一种差异应力。两种应力状态下结晶形成的岩石即使成分相同也具有不同的面貌。均匀应力状态下结晶形成的岩石，矿物随机分布，具有块状构造等无定向构造，如花岗岩（图14—4a）；差异应力状态下结晶形成的岩石，矿物定向排列，具有片麻状

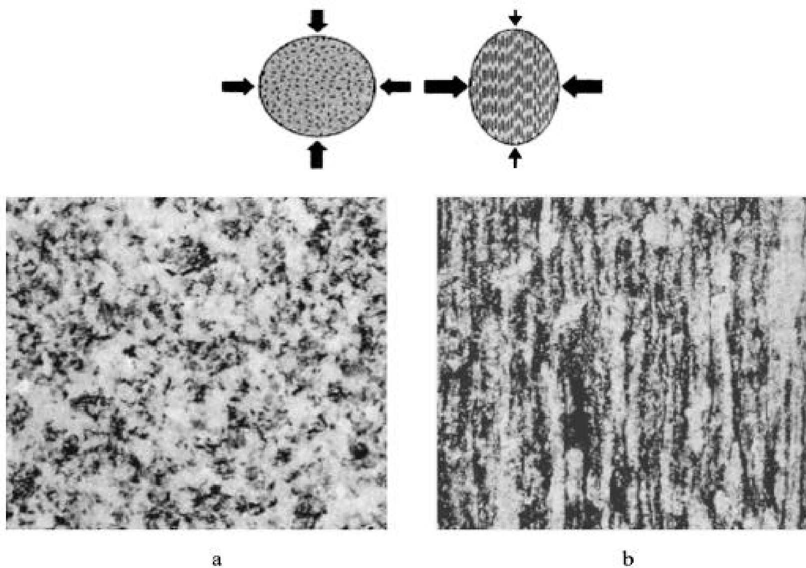



图14—4　均匀应力状态下（a）与差异应力状态下（b）结晶的具有相同成分的岩石对比

a 均匀应力状态下结晶的花岗岩，矿物随机排列，具有块状构造；b. 差异应力状态下结晶的花岗质片麻岩，矿物定向排列，具有片麻状构造

（引自B. J Skinner and S. C. Porter，1992）

等定向构造，如花岗质片麻岩（图14－4b）。侵入岩多形成于均匀应力状态下，岩石多具无定向构造。而变质岩则相反，除少数情况如产在侵入体接触带的接触变质岩接近形成于均匀应力状态下，岩石具无定向构造外，大多数变质岩形成于差异应力状态下，岩石具各种定向构造。这是变质岩与火成岩的主要差别。

自地表往下，压力（负荷压力）大致以0.029 GPa/km速率随深度增加而增加。平均稳定大陆地壳厚35 km，其底部压力约0.1 GPa。现代和新生代造山带观察到的大陆地壳最大厚度约70 km，其底部压力约2.0 GPa。根据地质压力计测定，现今出露在地表变质岩大多数在压力0.1～1.0 GPa、深度约3～35 km范围内结晶。在更浅的深度，温度通常太低而不能引起结晶作用。而在更大深度变质作用必定是广泛的，但形成的变质岩很难能够抬升出露地表。

温度和压力都是变质作用的重要因素，但二者不是孤立的。从地表往下，随着深度增加，压力增大，温度也增加。温度对压力（深度）的改变率即地热梯度反映了温度和压力的联合作用。实际变质地体岩石矿物组合记录的“地热梯度”称为视地热梯度，它反映了一个地区变质作用的特点。

## 第二节　变质作用的基本类型

尽管我们不能直接观察到变质作用，但大量资料表明变质作用可出现在广泛的地质背景下，在大陆区和大洋区都有广泛分布。从地质产状看，发生在大陆地壳的变质作用主要包括动力变质、接触变质、区域变质和混合岩化等4类（图14－5）。

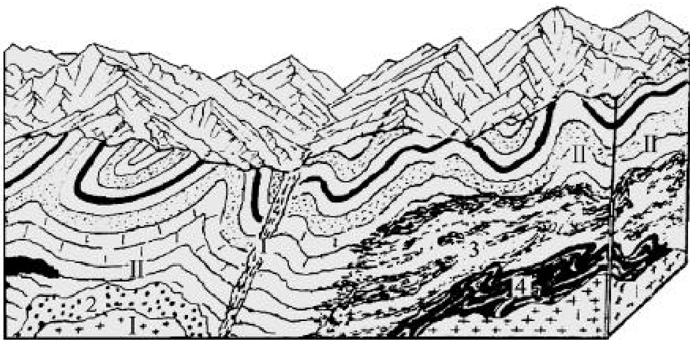



图14－5　大陆地壳变质作用主要类型

1. 动力变质；2. 接触变质；3. 区域变质；4. 混合岩化；I. 侵入体；II. 围岩

## 一、动力变质作用

动力变质作用（dynamic metamorphism）是分布在断裂带，在构造作用下导致的变质作用。主要控制因素为定向压力，主要变质机制为变形（脆性变形和韧性变形）。可与不同的变质作用伴生。

## 二、接触变质作用

接触－热变质作用（contact-thermal metamorphism）是分布在侵入体与围岩接触带，主要由岩浆热而导致的变质作用。主要控制因素为温度，主要变质机制为变质结晶，视地热梯度高（图14－3）。

## 三、区域变质作用

区域变质作用（regional metamorphism）是在岩石圈范围由规模巨大（其体积大于数千立方千米）的变质作用。其变质因素复杂，往往是温度、负荷压力、定向压力和流体综合作用，视地热梯度通常较接触变质低（图14－3）。其变质机制也多样，主要是变质结晶和变形，有时还伴有明显的交代和部分熔融。在区域变质地区，很难找到变质岩与未变质岩的界线。区域变质作用地质环境多样，可发生在大陆地壳、大洋地壳甚至发生在岩石圈地幔中。大规模分布在前寒武纪结晶基底和显生宙造山带、与造山作用有密切的成因联系的区域变质称为造山变质作用（orogenic metamorphism）。

## 四、混合岩化作用

混合岩化作用（migmatization）是高级区域变质（造山变质）伴随的部分熔融产生的低熔物质（新成体，脉体）与变质岩（古成体，基体）混合形成混合岩的大规模变质作用。它是变质作用向岩浆作用过渡的类型，又称为超变质作用（ultrametamorphism）。

# 第三节 变 质 岩

## 一、变质岩的基本特征

变质岩与火成岩都是由地球内生作用形成，因而具有类似的外貌。然而，由于火成岩是液态岩浆结晶产物，而变质岩是固态下转化而成，所以，二者的基本特征又有所不同。

（一） 变质岩的矿物成分

与火成岩、沉积岩相比，变质岩矿物成分更为复杂多样。这一方面是由于变质岩的化学组成极为宽广（变质岩由火成岩和沉积岩变来，其化学成分相当于二者总和）造成的，不同化学成分原岩在相同变质条件下会出现不同矿物组合。如硅质灰岩，主要成分为 $CaCO_3$ 和 $SiO_2$，经变质后可出现石英、方解石、硅灰石等碳酸盐和钙硅酸盐矿物，而不会出现红柱石、蓝晶石、夕线石等富铝矿物。成分为纯 $SiO_2$ 的硅质岩，在变质作用过程中仅出现石英，形成纯的石英岩，而不会出现任何其它矿物。另一方面是由变质作用的特点所决定的，变质作用温度界于岩浆作用与沉积作用之间，温压变化范围极为宽广，同一化学成分原岩在不同的变质条件下也会出现不同的矿物组合。如硅质灰岩，低中级变质时，由方解石、石英组成（石英大理岩），高级变质时出现硅灰石＋方解石组合（硅灰石大理岩）。

最常见的造岩矿物石英、钾长石、斜长石、橄榄石、普通辉石、普通角闪石、黑云母、白云母等，既可出现在火成岩中，又可出现在变质岩中。而钙镁硅酸盐矿物硅灰石、滑石、绿帘石和富铝矿物叶蜡石、红柱石、蓝晶石、夕线石、堇青石、十字石、石榴石、硬绿泥石等则主要出现在变质岩中，是判断变质岩的矿物标志。

（二） 变质岩的结构

由变质结晶产生的变质矿物叫作变晶（blast），变质岩最常见的结构为由变质结晶形成的、由变晶构成的变晶结构（blastic texture）。与岩浆结晶结构类似，肉眼下变晶结构主要观察变晶形状、大小。

按主要变晶粒度，变晶结构也可粗略划分为粗粒（coarse grained，＞1 mm）、和细粒（fine grained，＜1 mm）两类。在粒度分布方面，如果岩石中所有颗粒粒度近相等，则称为等粒结构（homogranular texture，图 14－6a）。若颗粒粒度显著不同，且无占优势的粒度，则称为不等粒结构（heterogranular texture）。若颗粒粒度呈双模式分布，大颗粒（变斑晶，porphyroblast）为细小颗粒（基质，matrix）包围，则称为斑状变晶结构（porphyroblastic texture，图 14－6b）。变斑晶和基质通常由不同矿物组成。

具体岩石的变晶结构基本名称通常由粒度和形状综合而成。如图 19－7b 的结构可描述为“不等粒花岗变晶——多边形结构”。由于不同矿物的结晶习性不同，因而岩石中不同矿物具有不同的形状。变晶结构中，主要为等轴、近等轴状颗粒者，称为花岗变晶结构（granoblastic texture，图 14－6a）。以板状或叶片状矿物为主者称为鳞片变晶结构（lepidoblastic texture），以针状或长柱状矿物为主者称纤状变晶结构（nematoblastic texture）。

对斑状变晶结构的岩石，在描述时还要指出基质的结构。如图 14－6c 的

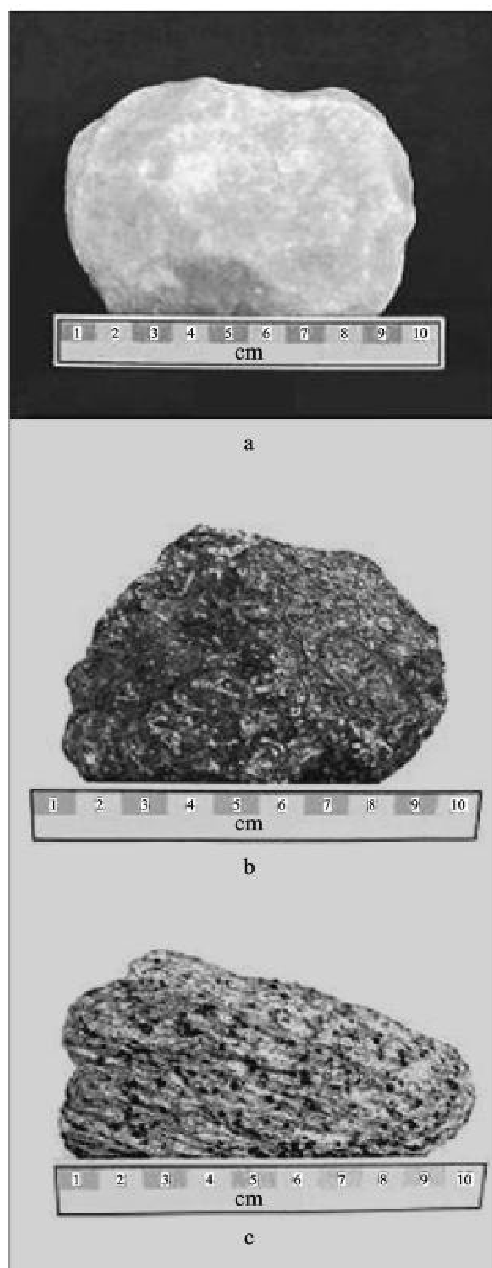



**图 14—6　变质岩实例**

a　大理岩，细粒花岗变晶结构、块状构造；b　红柱石角岩，斑状变晶结构，基质为隐晶质，块状构造，变斑晶为长柱状红柱石；c　石榴石—白云母片岩，斑状变晶结构，基质具鳞片花岗变晶结构，片状构造，变斑晶为等轴粒状红柱石，基质主要为细小鳞片状白云母

结构可描述为“斑状变晶结构，基质具鳞片变晶结构”。

（三） 变质岩的构造

尽管在无明显定向压力参与的情况下（如接触－热变质）变质岩矿物无定向排列，具有块状构造。但对变质岩而言，最常见也是最典型的构造为定向压力参与下形成的定向构造，常见的定向构造为面状构造。面状构造表现为一系列近平行排列的面，统称为面理（foliation）。包括板状构造、千枚状构造、片状构造、片麻状构造等（图 14－7）。

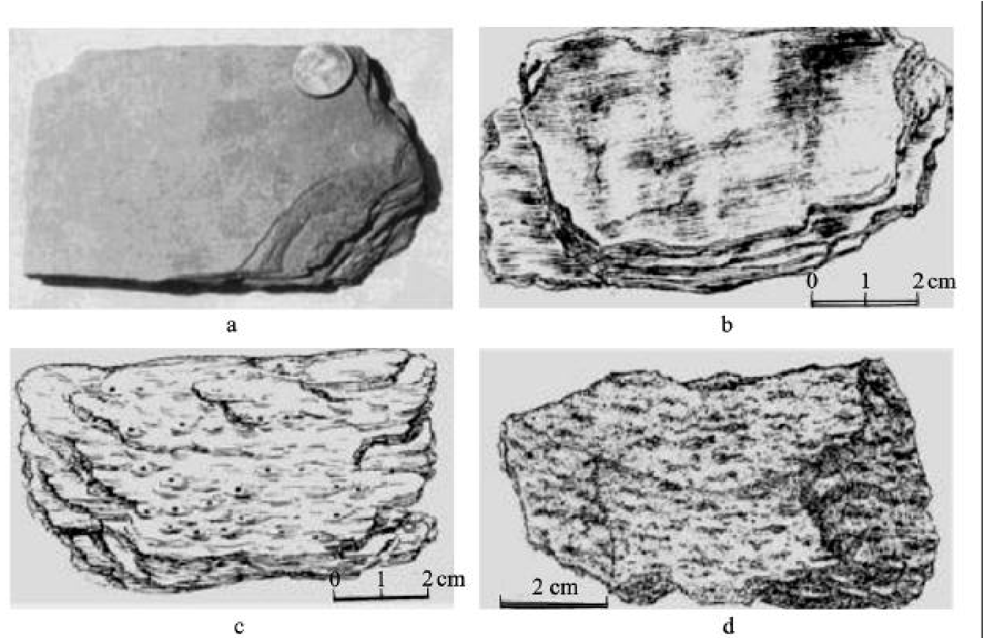



图 14－7 面理化变质岩实例

a 板岩，具板状构造（引自 C. C. Plummer et al.，2001）；b 千枚岩，具千枚状构造；c 石榴石－白云母片岩，具片状构造；d 黑云母－斜长石片麻岩，具片麻状构造（b、c、d 引自李尚宽，1982）

1. 板状构造（slaty structure）

又称为板劈理（slaty cleavage），是变质结晶程度很低（隐晶质）的低级变质岩典型的面理形式。通常由密集的间隔平面（劈理面）显示，沿着劈理面岩石容易裂开呈平整、光滑但光泽暗淡的板片（图 14－7a）。

2. 千枚状构造（phyllitic structure）

面理由细小的（多小于 0.1 mm）片状硅酸盐定向排列而成，变质结晶程度比板状构造高，但肉眼仍难以识别矿物颗粒。岩石易沿面理裂开，劈开面不如板劈理面平整，但有强烈丝绢光泽（绢云母、绿泥石等片状硅酸盐矿物造成）。千枚状构造的明显特征是存在折劈、微褶皱和扭折带（图 14－7b）。

3. 片状构造 (schistose structure)

岩石变质结晶程度高。面理由肉眼可识别的(粒径＞0.1mm)的片、板、针、柱状矿物连续定向排列而成。岩石较易沿面理裂开，但裂开面平整程度比千枚状构造差些(图14－6c，14－7c)。

千枚状构造和片状构造又称为片理(schistosity)。

4. 片麻状构造 (gneissose structure)

又称为片麻理(gneissosity)。与片状构造相同点是岩石变质结晶程度高，矿物肉眼可识别。不同点在于粒状矿物含量高，板片状、针柱状矿物在其中断续定向分布。片麻状构造的特点是岩石沿片麻理无特别强烈的裂开趋势(图14－7d)。

变余结构构造

变余结构构造是恢复原岩性质最可靠的证据之一，主要见于浅变质岩中。资料表明，即使在深变质区，仍可找到某些变余结构构造。英文岩石学术语中，用前缀blasto表示“变余”的意思。如blastoporphyritic texture(变余斑状结构)、blastobedding(变余层理)等。变余层理多直接称为层理。变余结构构造特点是：外貌上具原岩(沉积岩或火成岩)的结构构造特征，成分上由变质矿物组成。浅变质条件下，可有原岩矿物残留。

## 二、代表性的变质岩

与火成岩和沉积岩的岩相学分类不同。在变质岩分类中，常可找到一些名称基于岩石构造，如片岩。这些岩石通常是面理化的变质岩；而另一些则基于矿物成分，如大理岩。这些岩石通常是无面理或弱面理化的变质岩。这是地质学家约定俗成的结果。

(一) 无面理或弱面理化的变质岩

1. 大理岩 (marble)

主要由碳酸盐矿物组成的块状变质岩。岩石通常浅色，硬度小于小刀，加稀盐酸起气泡(图14－6a)。

2. 石英岩 (quartzite)

主要由石英组成的块状变质岩。岩石通常浅色，硬度大于小刀，加稀盐酸不起气泡。

3. 蛇纹岩 (serpentinite)

主要由蛇纹石组成的块状变质岩，岩石通常黄绿、墨绿色，硬度小于小刀。

4. 角闪岩 (amphibolite)

主要由斜长石和普通角闪石组成的区域变质岩。岩石通常暗灰色。

5. 角岩 (hornfels)

无定向、块状接触变质岩 (除大理岩、石英岩外)。如红柱角岩 (图 14－6b)、夕线石－长英角岩。

(二) 面理化的变质岩

1. 板岩 (slate)

具板状构造的变质岩 (图 14－7a)。

2. 千枚岩 (phyllite)

具千枚状构造的变质岩 (图 14－7b)。

3. 片岩 (schist)

具片状构造的变质岩 (图 14－6c，图 14－7c)。其中由钠长石、绿帘石和阳起石、绿泥石组成的绿色片岩称为绿片岩 (greenschist)，含蓝闪石的片岩称为蓝片岩 (blueschist)。绿片岩是低级镁铁质区域变质岩，蓝片岩是很低级高压区域变质岩。

4. 片麻岩 (gneiss)

具片麻状构造的变质岩 (图 14－7d)。片麻岩是长英质中高级区域变质岩。

## 思考题



1. 什么是变质岩？变质岩研究有什么意义？
2. 什么是变质结晶？岩石在变质结晶过程中的主要表现有哪些？
3. 什么是变形？岩石变形的主要机制有哪些？
4. 简述温度对变质作用的影响？
5. 试述负荷压力、定向压力的定义及其对变质岩构造的影响。
6. 从地质产状看，发生在大陆地壳的变质作用包括哪些主要类型？
7. 比较动力变质、接触变质和区域变质。
8. 哪些矿物可以作为判断变质岩的矿物标志？
9. 解释名词：(1) 变晶；(2) 变晶结构；(3) 斑状变晶结构；(4) 花岗变晶结构；(5) 鳞片变晶结构；(6) 纤状变晶结构；(7) 大理岩；(8) 石英岩；(9) 蛇纹岩；(10) 角闪岩；(11) 角岩；(12) 板岩；(13) 千枚岩；(14) 片岩；(15) 片麻岩。
10. 比较：板状构造、千枚状构造、片状构造、片麻状构造。

# 第十五章 环境地质与地质灾害

只有一个地球，她是我们赖以生存的家园。保护环境，爱护地球，也就是保护我们自己。

## 第一节 环境地质系统的主要特性

### 一、环境、环境问题、环境地质与可持续发展

什么叫环境呢？环境是指与某一中心事物有关的周围事物。在我们地球上，中心事物是人类，则环境是指围绕着人类的空间及其中可以直接、间接影响人类生活和发展的各种自然因素和社会因素的总体。《中华人民共和国环境保护法》第一章总则的第三条对环境的内涵有如下规定："本法所称环境是指：大气、水、土地、矿藏、森林、草原、野生植物、野生动物、水生生物、名胜古迹、风景游览区、温泉、疗养区、自然保护区、居民生活区等。"

环境是人类赖以生存和生活的空间，也是人类得以生存和发展的必要前提。但目前的环境和20世纪50年代以前相比，存在着诸多问题，如人口急剧膨胀，森林急剧减少，土地沙漠化与水土流失严重，水与大气的污染明显加重，全球气候变暖，温室效应明显，淡水资源日益缺乏，资源日益枯竭等等，这已危及包括人类在内的整个生命体的存在。人们开始惊醒，必须注意环境保护，必须做到可持续发展，否则后果不堪设想。1987年，以挪威首相布伦特兰夫人为首的世界环境与发展委员会，在《我们共同的未来》一书中正式使用了"可持续发展"的概念。两年后，联合国环境署第十五届理事会发表了《关于"可持续发展"的声明》，声明说："可持续发展系指既满足当代人的需要而又不削弱子孙后代满足其需要的能力的发展"。并规定了这一发展涉及各国国内合作及跨越国界的合作。1994年，我国国务院公布的《中国21世纪议程——中国人口、资源、环境白皮书》中第一次将经济、社会、资源与环境视为一个密不可分的整体，中国的经济发展不能以污染环境为代价，经济发展与环境改善要同步发展，经济发展中要考虑环境成本。环境保护是我们的国策之一。

环境地质又与环境是什么关系呢？简言之，环境地质是环境的一个重要组

成部分，环境地质（学）主要是研究地球岩石圈上部，包括水环境、土壤和岩石环境，三者存在着物质、能量与信息的交换、转移关系，应作为一个整体看待。著名环境地质学专家 Edward A. Keller 在其所著的《环境地质学》（Environmental Geology）（第五版）一书中指出："环境地质学属于应用地质学，它重点探讨人类与自然环境之间可能产生的所有相互影响的问题。"自然环境是对人类社会而言，它包含着人类生存所必需的生产和生活资料。自然环境有良性和恶性之分，自然灾害属于恶性自然环境系统。地质环境属于自然环境的一部分。良性地质环境适宜人类的生存和发展，我们有责任保护它。恶性地质环境则会对人类生命、财产造成各种不同的损失。我们必须研究它，以便更好预防和治理这些恶性地质环境。恶性地质环境中的地质灾害就是我们要研究的重点内容。地质灾害是指在地球内部动力和外部动力（包括人为因素）共同作用和影响下，使生态环境、人类生命、物质财富受到损失的现象和事件。例如地震、火山喷发、滑坡、泥石流、土地沙漠化、水土流失、地面沉降与塌陷、地裂缝等皆为我们熟知的地质灾害。

地质灾害的成因类型可参见图 15－1。

## 二、研究环境与地质灾害的重要意义

1997 年我国在环境保护法中规定："一切企业、事业单位的选址设计、改建、扩建时必须提出环境影响报告书，经环保部门和其它有关部门审查批准后，才能进行设计。"现在，在我国开发建设项目环境质量影响评价已制度化。其中地质灾害，三废（废水、废气、固体废弃物）的预测、评价与防治是环境质量评价的主要内容。所以研究环境和地质灾害是很有意义，很有必要的。

据联合国教科文组织最近估计，每年全世界自然灾害造成的损失已超过 600 亿美元，且以每年 6%的速度在增长。我国是世界上发生自然灾害最多的国家之一。每年造成的损失从 20 世纪 50 年代的 290 亿元上升到 90 年代的 1 000 亿元。以地质灾害为例，它所造成的损失也是惊人的，我国每年地质灾害损失达 200 亿元之巨，并且还以惊人的速度发展。这是由于地质灾害的发生不仅和自然因素有关，也和人类的活动直接相关。当今世界，人口众多，并且日益增加，过度开垦土地和放牧造成水土大量流失，土地沙化；加之技术手段的先进，人造工程越来越多和工程规模的日益增大会对自然环境的改造和影响也越来越大，如边坡的变陡会造成山体滑坡、崩塌和泥石流的发生，过度开采地下水和矿藏会造成地面沉降、地裂缝和塌陷等。

人类为了生存和发展，必须要学会与自然环境相适应，选择合适的生产与生活方式，尤其是不破坏自然环境的方式，保护自然环境的方式，才能做到可持续发展，造福人类和子孙后代。天人合一，人类和环境和谐相处的思想，在

我国早已有之，我们现代人更应发扬光大。

## 三、环境地质工作的主要特点

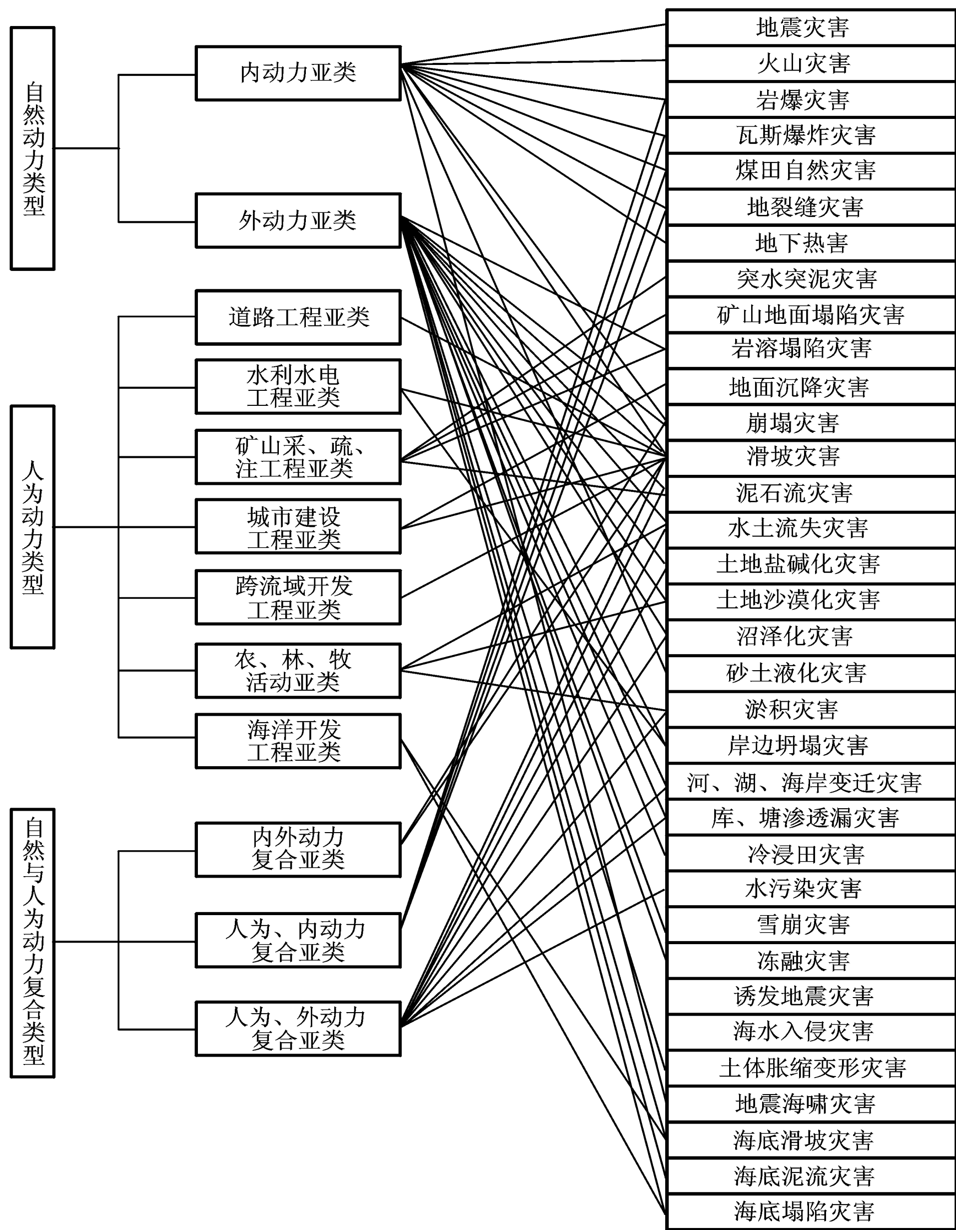



图 15－1　地质灾害成因类型体系框图

### （一） 环境地质工作是可持续发展的核心问题之一

1992 年联合国环境保护与发展大会的召开，确立了 21 世纪日程，明确了

保持可持续发展是人类共同追求的目标。可持续发展，主要是指社会、经济、人口、资源和环境的协调和全面发展，它是一个非常复杂的系统，涉及了自然资源和生态环境等众多因素。环境地质工作对实现可持续发展起着重要作用。传统的能源与矿藏的开发与保护永远是环境地质工作者的主要任务之一。由于能源危机，需要发现新的化石燃料；金属矿藏以及建筑材料（如石料、砂料）的需要量也在日益增加，废弃物的处理与填埋地点的选择以及使上述活动尽量不污染环境的要求也日益严格，所以也使环境地质工作变得日益重要。

地震、火山喷发、滑坡、泥石流等地质灾害多发地区的环境地质工作也日益受到人们的重视；在人口稠密和人类工程活动集中地区，对地质灾害的预测、避让和防治工作也已在我国大规模开展，这也是环境地质工作的主要内容，它是和可持续发展密切相关的。所以环境地质工作是可持续发展的核心问题之一。

（二）环境地质是多学科交叉的综合系统科学

环境地质主要是应用地质方法去分析和监测环境对地球的影响，它必然牵涉到多方面的学科知识，如数学、化学、物理学、生物学、经济学、地质学、社会学等。如对某地区进行环境地质分析与预测时，一般要对该地区以前和目前发生的有关地质灾害和地质条件进行调查、统计、绘图、计算，并在此基础上，还要对以后环境地质可能发生的变化情况以及对环境和人类的影响情况进行预测和评估，在进行以上工作时，不仅要用到传统的地质数理化和社会学知识，而且要应用许多先进的科学技术，如用 GPS（卫星全球定位系统）、RS（遥感技术）、GIS（地理信息系统）等技术去定点、采集数据和处理数据。因此，环境地质是多学科交叉的综合性的系统科学。

## 第二节 主要环境与环境地质问题

人类所居住的地球对人类的生存和发展的影响是十分巨大的，特别是地球的岩石圈、水圈、生物圈以及大气圈为人类提供了生存的空间，同时也会给人类造成巨大的灾难，如果人类过度向大自然索取，还会使这些灾难加剧，甚至还会产生新的危害，这种主要由地球产生的灾难和危害就称为环境地质问题。

目前，人类主要关心的环境地质问题包括：①自然环境污染问题，如大气污染、地表水与地下水污染、固体废弃物污染。②地震灾害问题。③洪涝与干旱灾害问题。④火山喷发与岩浆溢流灾害问题。⑤滑坡、崩塌、泥石流灾害问题。⑥土地沙漠化与水土流失灾害问题。⑦开发矿业其中包括开采石油和地下水而引起的地面塌陷及地面沉降、地裂缝等地质灾害问题。⑧全球气候变暖与

温室效应问题。⑨环境健康与地方病问题。

上述九大方面的环境地质问题是客观存在的，威胁着人类的生存和发展，上述环境地质问题在很多方面又是互相关联的，如干旱和土地沙漠化密切相关，水的污染与干旱又会造成水资源缺乏与危机，洪涝灾害与暴雨又会引发滑坡与泥石流灾害，大量开发石油和煤炭资源并燃烧它们取暖、发电、开动机器又会造成大气污染，引发酸雨，造成全球气候变暖、海平面上升等灾害问题。上述环境问题的产生与发展及其对人类的危害已引起人们的重视。如联合国确立的20世纪末的“国际十年减灾计划”就是一例，该计划首先设立了三个优先项目，减轻火山灾害；全球地震灾害评估；减轻热带风暴对人类的影响。

在研究环境地质问题时，首先应认识和区分它们，研究它们产生的原因、危害及其发展趋势；对环境地质问题进行评估；然后研究如何避免这些危害的产生，如何避免人类活动对自然环境造成污染，如何避免人类工程活动引起地质灾害。还有一些环境地质问题是人类无法控制的，如地震、火山喷发，研究的重点则要放在如何减少这些灾害造成的损失上，如对地震进行预报研究，抗震措施研究，土地规划利用研究，以便将这些地质灾害造成的损失减少到最小程度。

要进行环境保护，首先要清楚目前的环境所存在的诸多问题。目前，世界性的环境问题主要集中在以下三方面。

## 一、环境污染问题

环境是我们赖以生存的空间，保护环境，就是保护我们自己。

自20世纪中叶开始加剧的环境污染主要是人类行为与自然不协调所导致的恶果。在工业化与城市化过程中，对三废（三废指的是废气、废水、废渣）不加处理或处理不严；对矿产资源的任意开采，对森林的过度砍伐，造成了大气污染，大气中的 $CO_2$ 增多，致使全球气候变暖，以至两极冰盖融化速度加快，甚至珠穆朗玛峰的雪线也在升高，而海平面会上升，沿海低地和城市将会受到严重威胁；目前的气候异常与酸雨频发也与环境污染有关。在农业上过量和不合理的使用化肥、农药和各种饲料，以致大量污染土壤和水源；过量的淡水与海水养殖等原因造成滨浅海区大面积赤潮发生，使大量海洋生物死亡。以上这些活动都是以前无所有的速度在发展。我国也是如此，如七大水系（松花江、辽河、海河、黄河、淮河、长江、珠江水系）都已遭到污染。地球相对于宇宙是一个相对封闭和孤立的系统，它的资源和自身容量都是有限的。目前人类的足迹已遍及世界各个角落，包括南极洲，北冰洋及珠穆朗玛峰（俗称世界三级）。人类必须寻求一种最佳的生产系统和生活方式，采用更清洁、更有效的技术，尽可能减少资源消耗，尽可能减少环境污染，保护好环境，做到可持

续发展。

## 二、水资源问题

水是生命之源，无水等于死亡，缺水等于痛苦。

水是一种宝贵资源，水资源问题主要是指淡水资源越来越紧缺的问题。虽然地球表面约70%为海洋覆盖，但海水是咸水，陆地上的动植物无法直接应用，而存在于河流、湖泊、冰盖、冰川和地下的淡水只占地球水圈水体的极小一部分，而且在地球上分布极不均匀。地球上的淡水大部分位于极地冰盖中。河流、湖泊和湿地的地表淡水只占世界淡水总量的0.01%，不到地球表面积的百分之一。所以人们大量开发地下水源，全球至少有15亿人依靠地下水作为惟一的饮用水源。近两个世纪的人口膨胀、工农业发展、人的活动范围扩大等导致地下水与地表水的大面积污染，更加剧了淡水资源的缺乏。我国是一个淡水资源缺乏的国家，我国人均淡水资源占有量只有世界平均的1/4，是贫水国。1955年，我国人均水资源为4597 $m^3$/（人·年）。预计到2025年可能仅有1 818 $m^3$/（人·年），且北方地区缺水严重。如北京人均水资源只有300 $m^3$/年，远低于人均水资源的下限1 000 $m^3$/年。目前全国农业缺水300 $\times 10^8$ $m^3$/年，668个城市中有440个城市供水不足，90%以上的城市水环境被不同程度污染。从1985年开始，黄河开始断流，并逐年加重。直到小浪底水库修建（2001年）后，在人工调节下，情况才有所好转。所以淡水资源缺乏是制约我国经济发展的重要因素，形势非常严峻。水是非常重要的资源，它提供了相当于数万亿美元的全球性服务价值。如饮用、烹饪、洗涤、混合、生长、加工等服务。有人预言，将来的战争可能是为争夺水资源之战。如近年来，印度和孟加拉国两国为争夺布拉马普特拉河水（雅鲁藏布江为其上游）而引起了纠纷。

为了解决水资源分布与分配不均问题，我国政府进行了不懈的努力，其中知名的工程就有引滦入津工程（将滦河水引入天津），引黄济青（将黄河水引入青岛）工程和南水北调工程（将长江水分西、中、东三线调入黄河和北方干旱地区）等，这些工程都不同程度地解决或将要解决我国北方缺水地区的人畜饮水和工农业用水问题。在我国西北缺水地区，人们还用集雨水窖解决饮水和部分灌溉问题。我们一定要提高节水、爱水意识，抛弃那种水是取之不尽、用之不竭的陈旧观念。

## 三、土地沙漠化与水土流失问题

沙漠化是指绿色原野变成沙质荒漠的一种环境退化现象，是当前一个世界性的环境问题，1984年联合国第十二届环境理事会议指出：沙漠化的继续蔓延，已使全球丧失的土地从每年2 000万公顷增加到2 100万公顷，每年损失

的粮食价值约为260亿美元，受其影响地区的人口占全球人口的20%以上。

我国沙漠化也很严重。在我国北方干旱、半干旱地带和部分半湿润地带，在干旱大风气候和疏松沙质地表条件下，由于过度利用土地，水、草、森林等自然资源和土地经营不合理等人为因素的作用，使本已脆弱的生态系统遭受破坏，绿色土地出现了以风沙活动、沙丘起伏为主要标志的类似沙漠景观的环境退化过程。综合多年调查资料，我国已有沙漠、戈壁118万$km^2$，已沙化土地约18万$km^2$，潜在沙漠化土地16万$km^2$，主要分布在三北（西北、华北、东北）11个省区的212个县（旗）。而且沙漠化土地的面积仍在不断扩大。据20世纪50年代和70年代末的航拍相片和航测地形图分析，25年来沙漠化土地增加了3.9万$km^2$，平均每年以1 560 $km^2$的速度蔓延，大致每年有相当一个县的面积的土地荒芜。由于气候和人为不合理耕作与过度放牧的多重影响，我国的沙化土地有日益增加的趋势，20世纪50年代至90年代，每年沙化的土地从560 $km^2$已增加到2 460 $km^2$。全国60%以上的贫困县集中在风沙区，因此，对土地沙漠化防治已刻不容缓。由于沙漠化面积的扩大，三北地区的沙尘暴也频繁出现，沙尘暴发作时，遮天蔽日，造成飞机停航，人们野外工作受阻，并威胁着我国北方各大城市，甚至已波及至上海和日本。

和沙漠化有关的水土流失问题在我国也很严重。水土流失主要是流水地质作用造成陆地表面土壤和岩体风化碎屑物质大量散失的地质灾害。水土流失会耗尽、破坏水土资源和土地生产力，淤塞河道和水库，引起水旱灾害、恶化环境，危害十分严重。最典型的例子是黄土高原的沟谷纵横，皆是水土流失所造成。水土流失到黄河，河床淤积使黄河部分河段变成地上悬河。而长江上游各省区农民多在坡地上开垦种地，也造成长江含沙量剧增。人们担心，长江会不会变成第二条黄河。“救救我们的母亲河”已成为当代中国人的共识。

## 第三节 发生地质灾害的主要影响因素

现象之间都是有联系的，现象的发生都是有原因的，找到了联系和原因，离解决问题的目标就不远了。

地质灾害的发生不是偶然的，是多种因素影响的结果。要预防地质灾害，必须了解发生地质灾害的影响因素，才能在地质灾害防治中采取“对症下药”的得力措施，以达到少花钱，多办事，办好事，减少人民生命与财产的损失。

影响地质灾害发生的主要因素包括地形、地质、气象、人类工程活动等四大主要因素。

## 一、地形因素

我国是一个地质灾害频发的国家，这和我国特殊的地形密切相关。我国地形总体是西高东低，在地形变化上大致可分为三个台阶，东部为第一个台阶，以平原为主，发生的地质灾害主要为地面沉降，如上海、天津、宁波等沿海和平原城市都发生了不同程度的地面沉降；向西以大兴安岭、太行山、伏牛山、雪峰山为界，形成第二个台阶，以高原为主；第三个台阶为有世界屋脊之称的青藏高原。在各个台阶转换处，地形陡峭，最易发生滑坡、泥石流、崩塌等地质灾害。山区地质灾害也比平原区多很多，所以地形因素是很重要的。

## 二、地质因素

地质因素主要包括地质构造和岩性两个方面。断层与节理发育地带，容易形成滑坡，这是因为断层与节理使完整的岩体破碎，使岩体强度降低。此外断层面，节理面和岩层的层理面又容易形成滑坡的滑动面或切割面，易使岩体产生位移和滑动。岩石破碎时再遇到暴雨就易形成泥石流。我国东部处于太平洋板块与欧亚大陆板块碰撞地带，因而我国东部的台湾省，及日本是强地震带。在这些地区，曾发生过毁灭性的大地震多次。云南、西藏、新疆也位于印度板块与欧亚板块碰撞地带，因而也是地震多发地带。

## 三、气象因素

目前中央电视台综合频道将天气和地质灾害放到一起预报，称为“地质灾害气象等级预报”，这说明两者关系非常密切。一般说来，当某地的地形和地质条件有利于地质灾害形成时，称之为地质灾害隐患点，当暴雨、大雨等强降水来临时，往往会促使这些隐患点的地质灾害的发生，这称之为气象因素，是地质灾害发生的诱发或触发因素。其原因是水的渗入，导致滑动面强度降低，滑坡体重量加大，使下滑力增加，促使其形成滑坡，泥石流等地质灾害。如2003年7月11日四川丹巴县一山沟中，在暴雨后边坡抗滑力减少，形成泥石流，阻断了公路和河流，毁坏了村庄和房屋，并使40余人受难。

## 四、人类工程活动

科技的日益进步，人类的工程活动范围和规模也日益增大，诸如公路、铁路、水利工程等的规模和范围都是空前的。当人类进行工程活动时，破坏了原来形成的平衡，就容易发生不平衡现象，坡脚变陡，边坡失稳，水土流失加重是最常见的由人类工程活动引起的不平衡现象。川藏公路、成昆铁路、宝成铁路在修建和运营过程中，都发生过多次地质灾害。又如三峡工程库区的地质灾

害也将比以前增多，国家已拨出巨资加以防治。

其它影响地质灾害发生的因素还有植被等因素，如当植被茂盛时，植物的根系将松散的碎石和土固定在原地，使当地不易形成泥石流。了解这些影响因素是很重要的，它是地质灾害调查的主要内容，也是防治地质灾害的前提条件。

## 第四节 主要地质灾害及其防治措施

预防为主，重点治理，把钢用在刀刃上。

在环境地质研究中，地质灾害一直是人们研究的重点，因为地质灾害对人类的生命、财产和环境影响巨大，地质灾害与人民生活和生产关系密切，不可轻视。

地质灾害的定义与种类已在本章节第一节和第二节中叙述过，其中地震与火山喷发已分别在第十一章第四节和第十二章第二节有专门论述，故此节中不再论述。本节重点论述其它主要地质灾害，如滑坡、崩塌、泥石流、地面沉降与塌陷，这也是地质灾害中发生频度最高的几种，也是中央电视台地质灾害气象预报中经常提到的几种。

地球表面的地貌形态各种各样，千变万化，我们通常见到的斜坡就是地表广泛分布的一种地貌形式，它指的是一切具有侧向临空面的地质体；一般又可分为天然斜坡和人工边坡，山坡、沟谷岸坡、海岸等为天然边坡，而基坑边陡、路堑边坡、露天矿坑边坡为人工边坡。

由于边坡具有临空面以及其它因素，边坡会产生侧向变形以至滑动破坏。当斜坡岩体或土体的局部变形滑移，使分裂面逐渐发展，互相连接，并与外界贯通，使部分岩（土）体沿一连续的分裂面与坡体分离，分离的岩体在连续降雨、地震或坡脚掏空等因素影响下，会以一定的加速度进行运动，此时斜坡就完成了变形至破坏的转变。斜坡破坏的形式很多，滑坡与崩塌是两种最常见的形式。

### 一、滑坡

斜坡上的岩（土）体，沿着贯通的剪切破坏面（带）产生以水平运动为主的现象，称为滑坡。在斜坡破坏形式中，滑坡分布最广，危害最大，是山区的主要地质灾害。滑坡的规模变化很大，有的很小，有的很大，大者的滑坡体体积可达数十亿立方米。长江三峡中的滑坡较多，其中发生在1985年6月12日的新滩滑坡的滑坡体体积达3 000×$10^4$ $m^3$，摧毁了新滩镇，并使长江航运一度

受阻。但由于事先监测和预报准确，新滩镇居民及时撤离而无一人伤亡。目前长江三峡库区的滑坡治理费用已达百亿元以上。又如 1963 年 10 月发生于意大利瓦伊昂水库左岸的巨型滑坡的滑坡体积达 2.6×$10^8$ $m^3$，造成水库大坝失效，水库下游的 2 700 人丧生。

### (一) 如何认识滑坡

滑坡研究中的一项基础内容，就是要从形态要素来认识它。一个典型滑坡所具有的基本要素如图 15－2 所示。

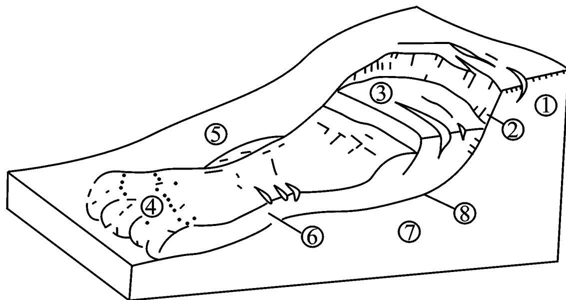



图 15－2 滑坡形态要素示意图

①后缘环状拉裂缝；②滑坡后壁；③拉张裂隙及滑坡台阶；

④滑坡舌及鼓张裂隙；⑤滑坡侧壁及羽状裂隙；

⑥滑坡体；⑦滑坡床；⑧滑动面（带）

滑坡体、滑坡床和滑动面是最主要的滑坡形态要素。其次还有滑坡周界，滑坡后壁，滑坡裂隙，滑坡台阶，滑坡舌等。除上述要素外，还有一些滑坡标志，如滑坡鼓丘、滑坡泉、滑坡沼泽、马刀树、醉汉林等。上述滑坡标志一般只在发育完全的新生滑坡中才具备。自然界许多滑坡由于发育不全或经过长期改造，常常会消失掉一种或多种要素，应注意观察和识别。

滑坡识别方法主要有三种：①利用遥感资料，如大比例尺航片，彩色红外照片来解读；②通过地面调查与测绘来解决；③采用勘探方法来查明。以上三种方法是互相配合使用的。地面调查是最主要的识别滑坡的方法，由于它能直接观察到滑坡各要素，并可收集到滑动证据，还可以用取样测试等勘探方法，以取得进一步需要的详细资料，如确定滑坡稳定性的计算参数等，以进一步评价滑坡的稳定性。

研究斜坡和滑坡的主要目的是确定它稳定与否。如稳定则不会产生灾害，不稳定则可能产生灾害，所以稳定性研究是研究斜坡和滑坡的中心内容之一。稳定性研究又包括两方面内容：稳定性影响因素确定与稳定性评价。

### (二) 影响斜坡稳定性的因素

影响斜坡稳定性的因素十分复杂，但可分为两大类：一类为主导因素，是

长期起作用的因素，其中有岩土体类型和性质，地质构造和岩土体结构、风化作用、地下水活动等。另一类为触发因素，是临时起作用的因素，如地震、洪水、暴雨、人类工程活动等。

软弱岩土体易形成滑坡；斜坡中的软弱面和斜坡的临空面的几何关系对斜坡稳定性也很重要，当主要软弱面（如层面、断层面）的倾向和斜坡临空面倾向一致且软弱面倾角小于坡面倾角时，斜坡极易产生滑坡。当暴雨时，也极易诱发滑坡，滑坡的发生率比不下雨时要大得多，因为水渗入岩土体时，会使其强度降低，滑动力增加，制止滑动的力减少所致。由于人类工程活动规模与频率愈来愈大，由此造成的滑坡有与日俱增的趋势。如路堑滑坡，在开挖路基时，往往使边坡角变陡，坡脚失去支撑而产生滑坡。

上述影响斜坡稳定性的因素对评价斜坡稳定性至关重要。

（三）斜坡稳定性评价方法

斜坡稳定性如何，会不会产生破坏，关系到它的危害性以及治理费用的大小，也关系到在斜坡地区进行建筑的适宜性问题。因此需要对斜坡稳定性进行评价，其评价方法有自然历史分析法，力学计算法，图解法和环境地质类比法。

自然历史分析法研究内容主要包括三个方面：①区域地质背景研究；②促使斜坡变形破坏的因素分析；③预测斜坡现状、发展趋势及破坏方式和后果。这是一种定性评价方法。

力学计算法是一种定量评价方法，其中，刚体极限平衡法是最常用的方法，一般是先找出滑动面或潜在滑动面，再计算滑动面上的抗滑力和下滑力，二者比值称为稳定系数，其值如大于1，则边坡处于稳定，如等于1，则边坡处于极限平衡状态。在计算时，应注意所选参数的代表性与准确性。

其它两种评价方法略。

（四）斜坡变形破坏的防治

为了预防和制止斜坡变形破坏对人民生命与财产造成的损失，需要采取预防与治理措施，并应贯彻“以防为主，及时治理的原则”。针对工程的重要性，因地制宜地采取各种防治措施。防治斜坡变形破坏措施的根据主要是提高抗滑力和减小下滑力。其防治措施主要分为以下几种：

1. 支挡工程

是防治斜坡变形破坏最主要的一种工程措施，它可以改善斜坡的力学平衡条件，以达到抵抗其变形破坏的目的。常用的措施有锚固、挡墙、抗滑桩和支撑等（见图15－3，图15－4）。

2. 排水

由于水（包括地表水和地下水）渗入坡体，特别是渗入斜坡潜在滑动面

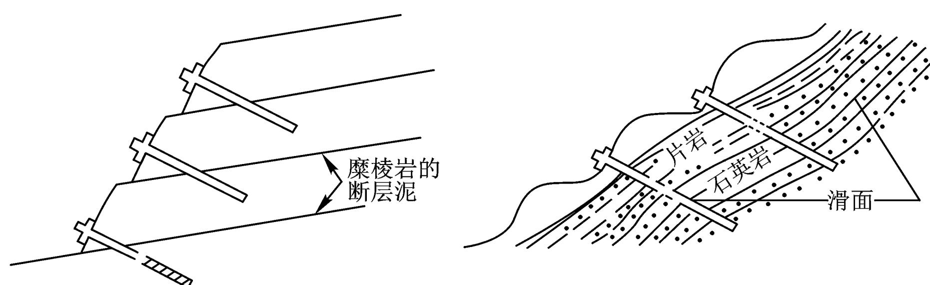



图 15—3　斜皮锚固治理图

时，会使潜在滑动面上的抗滑力大大下降，从而极易产生滑坡，所以要尽量防止水进入斜坡体。其方法有：在坡顶开挖排水沟，特别是在斜坡变形区四周开挖排水沟，拦截地表水入渗，排水沟应用片石或混凝土砌置。其它排水措施还有地下廊道等。

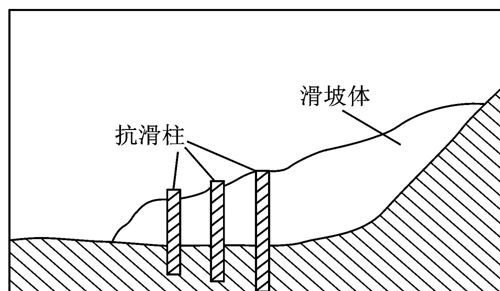



图 15—4　抗滑桩的布置

3. 减载与反压

减载主要是将较陡的边坡变缓或将滑坡体后缘的岩土体削去一部分，以达到减少下滑力的目的，反压是将削减下来的岩土体堆积在坡脚阻滑部位，减载与反压往往配合运用，使之既降低下滑力，又增加阻滑力的良好效果。

4. 其它措施

如在斜坡面上喷水泥浆，以胶结边坡表面的松散岩土体，防止地表水向坡体入渗。以上几种防治措施往往综合运用，效果更好，当不稳定斜坡治理困难或费用很高而不可行时，可采取加回避措施，如公路、铁路线的改道，工程选址时避开这些危险地段等。

## 二、崩塌

### (一) 什么是崩塌

斜坡岩土体被陡倾的拉裂面破坏，突然脱离母体而快速位移、翻滚和坠落下来，即为崩塌 (见图 15—5)。

崩塌的特征是，一般发生在高陡斜坡 (坡角大于 45°) 的坡肩部位，崩塌体以垂直方向运动为主，无依附面，往往是突然发生，运动快速。崩塌的危害性是很大的，其崩塌体可直接危害人民生命与财产安全。

### (二) 崩塌形成的条件

崩塌一般发生在坚硬脆性岩体中，因这类岩体能形成高陡的斜坡，斜坡前

缘由于应力重分布和卸荷等原因，产生长而深的拉张裂缝，并与其它断裂面组合，逐渐形成连续贯通的分离面，在触发作用下发生崩塌。

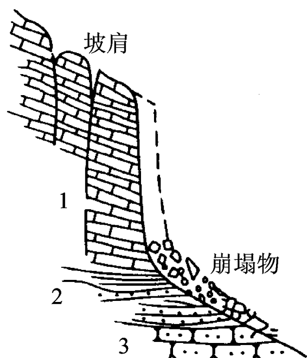



图15－5 (1) 坚硬岩石组成的斜坡前缘卸荷裂隙导致崩塌示意图

1. 灰岩 2. 砂页岩互层 3. 石英岩

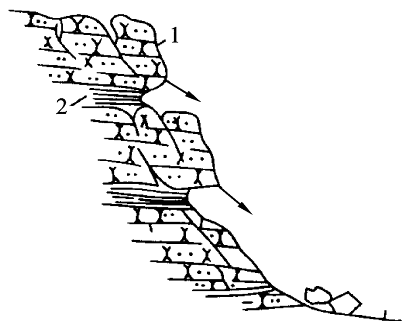



图15－5 (2) 软硬岩性互层的陡坡局部崩塌示意图

1. 砂岩；2. 页岩

崩塌的形成和地形直接相关，它一般发生在高陡斜坡的前缘。地形切割愈强，高差愈大，形成崩塌的可能性愈大，破坏也愈严重。

风化作用也对崩塌形成有一定影响。风化作用能使斜坡前缘各种成因的裂隙加深加宽，对崩塌的发生起催化作用。

此外，崩塌还与裂隙水压力，采矿、地震或爆破震动等触发因素有密切关系。

崩塌实例：湖北省远安县境内的盐池河磷矿灾难性山崩是崩塌形成诸条件综合作用的典型实例。

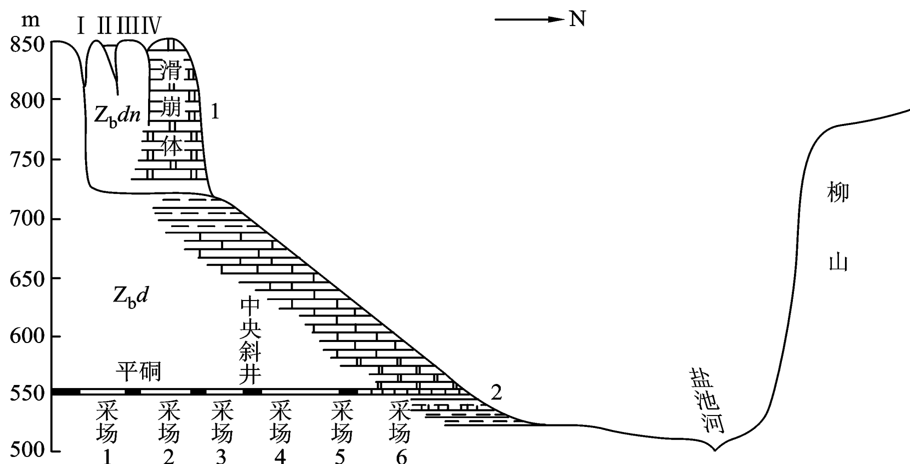



图15－6 盐池河崩塌山体地质剖面图

1. 厚层块状白云岩；2. 磷矿层 II. 裂缝编号

$Z_b dn$ 震旦系上统灯影组；$Z_b d$ 震旦系上统陡山沱组

该磷矿位于一峡谷中，高差达400 m，岩层为坚硬白云岩和石灰岩体，发育有两组垂直节理，使山顶部厚层白云岩三面临空。地下采矿平巷的挖空又使垂直节理进一步加深加宽，1980年6月1—3日连续两天大雨的触发，6月3日晨5时35分，使山顶岩层沿层面滑出形成崩塌，其体积达$130\times10^4$ m$^3$，16秒内摧毁矿务局机关全部建筑物及坑口设施，死284人，经济损失2 500万元。

### （三）崩塌防治措施

崩塌的产生一般是突发性灾害事件，采取预防措施最重要，在人民生命财产有危险的潜在崩塌区，应进行必要的工程地质测绘，查明产生崩塌的条件及其规模，范围等，并对其作出环境地质评价并提出防治建议，当崩塌区下方有工程设施和居民点时，应对岩体张裂缝进行监测。如崩塌会产生较大危害时，工程设施和居民点应进行避让或搬迁。如果不具备搬迁条件，则应进行治理，如清除斜坡上的多面临空岩体和危险岩体；对潜在崩塌区进行加固（如锚杆加固）都是常用的治理措施。如河南林县红旗渠工程施工期间，为防崩塌伤人，工程指挥部派专人清除峭壁上的危岩，这在有关纪录片上可清楚地看到此一壮观的情景。又如长江三峡中的链子崖危岩体治理，就是用又粗又长的锚杆加固的，此一治理费用达数千万元，以保链子崖危岩体稳定，确保长江航运和三峡工程的安全。

## 三、泥石流

### （一）什么是泥石流

泥石流是发生在山区的一种携带有大量泥沙、石块的暂时性的湍急水流。它往往突然暴发，来时凶猛，运动快速，历时短暂，具有强大的破坏力。我国是泥石流灾害多发的国家，如成昆铁路沿线泥石流沟约239条，仅1980—1985年6年间，沿线发生泥石流86次。其中利子达依沟泥石流发生于1981年7月9日凌晨，流量达3 200 m$^3$/s，固体物质总量$70\times10^4$ m$^3$，将一列正从隧道中驶出的客车的两辆机车和前两节车厢，连同桥梁一起被冲入大渡河，死亡275人（图15－7）。

### （二）泥石流形成条件

泥石流的形成必须具备三个基本条件，即地形、地质和气象水文条件。

#### 1. 地形条件

泥石流总是发生在陡峻的山岳地区，一般是顺着坡降较大的狭窄沟谷活动，每一处泥石流自成一个流域。典型的泥石流流域可划分为形成区、流通区和堆积区三个区段（图15－8）。地形条件是泥石流形成的前提和活动场所。

#### 2. 地质条件

地质条件决定了松散固体物质的来源，在地质构造复杂、岩层软弱、风化



图 15—7 利子达沟泥石流，冲毁铁路、桥梁

作用强烈、植被不发育地区，容易在山坡和沟谷地区形成大量松散的碎屑物质，形成泥石流的补给源区（形成区），是形成泥石流的物质条件。

3. 气象水文条件

泥石流的形成必须有强烈的地表径流作为动力条件。泥石流的地表径流来源于暴雨，高山冰雪强烈融化和水体溃决等，气象水文条件是激发泥石流发生的决定性因素。

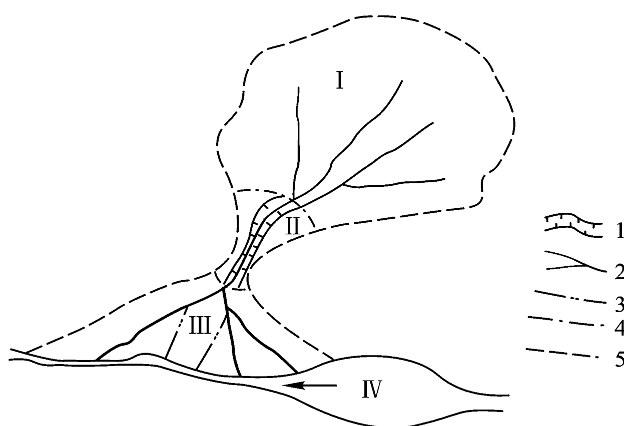



图 15—8 典型泥石流流域示意图

I. 泥石流形成区；II. 泥石流流通区；III. 泥石流堆积区；IV. 泥石流堵塞河流形成的湖泊；1. 峡谷；2. 有水沟床；3. 无水沟床；4. 分区界线；5. 流域界线

（三）泥石流的防治措施

泥石流的防治，应贯彻综合治理、以人为本和因地制宜、讲求实效的原则。具体防治措施分生物措施和工程措施两大类。

1. 防治泥石流的生物措施

生物措施包括恢复或培育植被，在崩塌地段绝对禁止耕作。这样可以防边坡冲刷，调节径流和削减山洪动力，控制和减少泥石流的物质来源。

2. 防治泥石流的工程措施

防治泥石流的工程措施主要有拦挡工程和蓄水、引水工程。

拦挡工程是在流通区内修建拦挡泥石流的坝体，以拦挡泥石流和护床固坡，坝体中留有排水孔以渲泄水流。拦挡坝体可多级修建，以削减下泄的固体物质总量及洪峰流量。可按公式计算各坝之间的间距 $L=\frac{H}{I-I_0}$（图 15－9）。

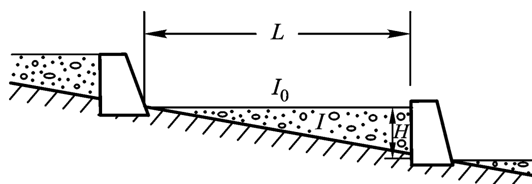



图 15－9 拦挡坝布置示意图

L 坝间距；I 沟床纵坡降；

$I_0$ 泥石流堆积物表面纵坡降；H. 坝高

蓄水、引水工程包括调洪水库，截水沟和引水渠等，工程建于形成区内，其作用是拦截大部分洪水，削减洪峰，以控制暴发泥石流的水动力条件。还可在流通区和堆积区内修建排导工程，其作用是调整流向，防止漫流以保护附近的居民点、工矿点和交通线路。泥石流防治工程可参见图 15－10。

上述各项工程措施和生物措施，在一条泥石流沟的全流域内经常是综合采用的。

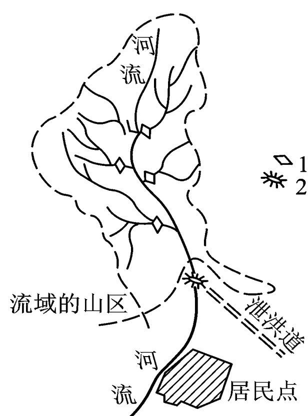



图 15－10 泥石流防治工程配置示意图

1. 坝－堤防；2. 导流堤

## 四、地面沉降

地面沉降是指地面高程的降低，一般是地壳表面某一局部范围内的总体下降运动，其特点是以缓慢的、难以察觉的向下垂直运动为主。

引起地面沉降的因素，包括自然地质因素和人类活动因素两大类。自然地质因素包括地壳近期下降运动，往往非常缓慢，一般不构成灾害。而人类活动因素是诱发高速率地面沉降的重要因素。在诸多人类活动因素中对地面沉降的发生和发展关系最为密切的因素是抽取地下液体的活动。各种形式抽取地下液体而导致地面沉降的实例，几乎占当前世界范围内

地面沉降事例的绝大部分。由于这种情况下的地面沉降是逐渐演变的，其后果往往在已明显地表现为灾害之后才被认识，所以其危害性也最大，如上海、天津、宁波的持续性超量抽取地下水，导致地下水位的区域性下降，从而引起松散土层的压密下沉、海水倒灌。上海从1921年到1974年的53年中，市区地面沉降达2.4m，其中1956—1958年两年间，每年下沉量达0.15m（图15－11）。墨西哥城从1938年至1968年的30年中，市区地面下沉量达8m，其危害性极大，引起市政排水系统破坏，海水倒灌。沉降率很大的天津塘沽和汉沽曾达每年188mm。华北平原是全世界过量抽采地下水最严重的地区，地下水位不断下降，形成全世界最大的地下水位降落漏斗，造成地面沉降，农业灌溉成本大幅度提高，破坏了自然平衡。如不及时制止过量开采，总有一天，会造成华北平原的地下水枯竭的灾难性后果。

为了预防和减缓由于人类活动诱发的地面沉降，必须消除地面沉降的因素，主要方法有：①地下水开采，调整开采层次，以地面水源代替地下水源。②补给地下水（人工回灌），使地下水位恢复原位或不再下降。

上海采取以上两项措施后，地面沉降已得到有效控制。

## 五、我国的地质减灾对策与行动

如前所述，我国是个地质灾害多发的国家，又是人口最多的国家。每年地质灾害造成的生命财产损失是巨大的。为了减少地质灾害造成的损失，保护人民的生命与财产，我国政府和人民进行了巨大的努力，采取了切实可行的减灾计划与行动。其主要原则是考虑问题以人为本和可持续发展，对地质灾害以预防为主，防治结合。地质灾害的危害程度和它所处的环境有关，如处于荒无人烟地区可以不预防和不治理。如处于人口稠密，以及会产生很大危害时则必须预防且尽可能治理。一个国家对灾害的防治与减轻所表现的行为与效能也已成为评价其政府与社会进步的一个重要标志。

首先全民要增强防灾意识和环境意识。我国自古以来就有一种“天人合一”的精神，全世界提倡的“可持续发展”就是强调人类的发展要和自然环境相适应，不可向大自然过度索取，否则就会受到大自然的惩罚。目前环境的恶化主要是人类过度开发环境而造成的恶果，所以提高全民环境保护意识是很重要的，可持续发展的思想要深入人心。同时对环境保护要制订法律、约束破坏环境的行为，奖励和推动环境保护的顺利开展。

自20世纪90年代以来，我国还开展了大规模的减灾行动。到2003年，我国已对近500个县进行了“地质灾害调查与区划”工作，并圈定2万多处为可能发生地质灾害的地点和地区，居住在这些地点和地区的人，有50%需要搬迁到不受地质灾害危害的地点或地区，这需要大量的财力支持，只能逐步有计划地实施。

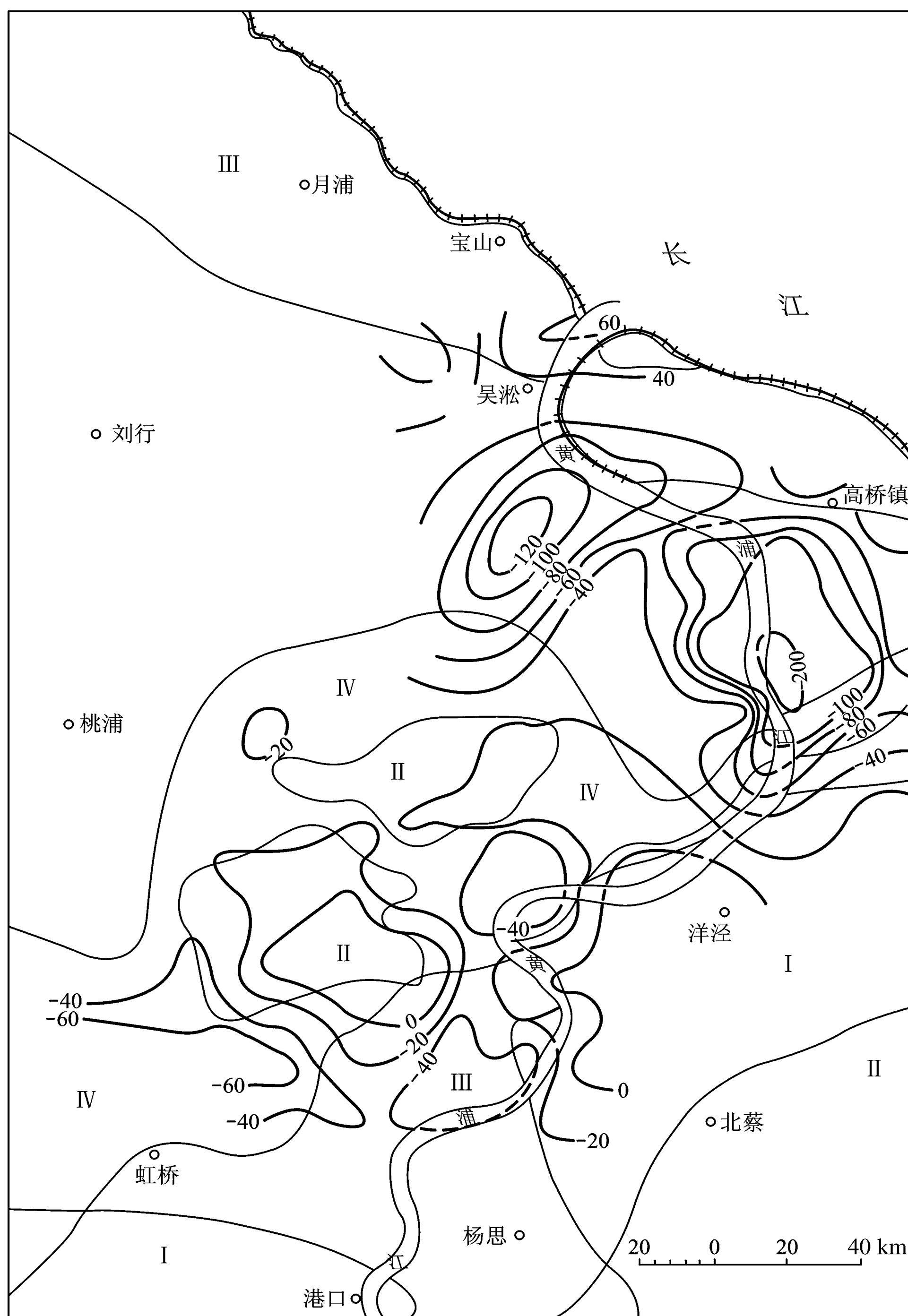



图 15－11　上海市与近郊区地面沉降图（1965—1985 年）（上海市地矿局）

I．第一工程地质区；II．第二工程地质区；III．第三工程地质区；

IV．第四工程地质区；－60．地面沉降等值线（mm）

工程地质区说明：

Ⅰ区：由第一压缩层、第二压缩层（上部）暗绿色硬土层和第一、二含水层组成，在70米以上分布软土层和一层硬土层，第一、二含水层有水力联系；

Ⅱ区：由表土层和第一压缩层、第二压缩层暗绿色硬土层、第三压缩层与第一、二含水层组成，分布三层软土层夹一层硬土层，第一、二含水层无水力联系；

Ⅲ区：由表土层和第一、二压缩层与第一、二含水层组成，分布二层软土层，第一、二含水层有水力联系；

Ⅳ区：由表土层和一、二、三软土层及第一、二含水层组成，分布三层软土层，第一、二含水层无水力联系

对地质灾害及其隐患点，采取“能治就治，不能治理就避让”的原则。因为地质灾害的发生有一个过程，所以在地质灾害隐患点要加强监测和预报工作。如能及时避让，就能减少损失。如2003年7月13日早晨，秭归县沙溪镇发生大型滑坡，面积比十个足球场还大，滑坡体厚8 m，滑坡体积达2 000多万方，滑坡体上原有4个企业，1 200多人，由于事前监测和预报，准确将人员紧急疏散，挽救了1 200人的生命。但有十余人舍不得家中财产，在警报声中又回到家中拿财物而被滑坡掩埋丧命。

我国政府已规定，在工程项目立项前，首先要进行地质与环境评估，通过环境评估，才能立项建设，这是预防为主原则的体现。

2003年夏，我国国务院还下文要求加强地质灾害防治工作，强调多部门协作，并特别要求政府中的民政，国土资源，水利，交通，建设等部门要加强合作、要将防治地质灾害工作做为重要事项提到工作日程上来。也只有充分发挥政府、科技、社会三个方面的积极性和责任感才能完成减灾大业。使人们和大自然和谐相处，过上稳定而幸福的生活。

## 思考题



1. 环境地质学、滑坡、泥石流的定义各是什么？
2. 发生地质灾害的主要影响因素有哪些？
3. 如何防治滑坡？
4. 如何防治泥石流？
5. 如何防治地面沉降？
6. 我国在保护环境和减轻地质灾害方面已采取了哪些措施？为什么要采取这些措施？并谈谈你对环境保护的认识和责任。

# 中英文词汇对照表

A

安山岩 andesite
安山质 andesitic
岸礁 bank reef

B

白矮星 white dwarfs
斑晶 phenocryst
斑岩 porphyry
斑状 porphyritic
斑状变晶结构 porphyroblastic texture
板劈理 slaty cleavage
板岩 slate
板状构造 slaty structure
半深海 bathyal
包气带水 suspended water
宝石矿物 gem mineral
饱水带 zone of saturation
堡礁 barrier reef
爆炸性喷发 explosive eruption
北京直立人 (北京人) Peking man
背斜 anticline
崩塌 Rockfall
比重 specific gravity
边缘海盆 marginal sea basin
变斑晶 porphyroblast
变晶 blast
变晶结构 blastic texture
变余斑状结构 blastoporphyritic texture
变余层理 blastobedding
变质级 metamorphic grade
变质结晶作用 metamorphic crystallization
变质岩 metamorphic
变质岩 metamorphic rocks
变质作用 metamorphism
表生作用 supergenesis
滨海 shore
玢岩 porphyrite
冰川 glacier
冰川湖 glacier lake
冰斗 glacial cirque
冰盖 ice cap
冰溜面 glacial pavement
冰劈作用 frost splitting
冰碛 moraine; till; glacial drift
冰蚀谷 glacial valley
冰水沉积平原 outwash plain
冰水扇 outwash fans
波痕 ripple mark
波脊线 wave crest line
波浪折射 wave refrachtion
波切台 marine cut platform
玻璃质 glassy
剥离丘 exfoliation dome
捕虏体 xenolith
不等粒结构 heterogranular texture

不整合侵入体 discordant intrusion

C

残积矿床 residual deposit
残积砂矿 eluvial placer
残积物 eluvium
侧碛堤 lateral moraine bar
层火山 stratovolcano
层裂 exfoliation
层位 horizon
层状剥落 bed separation
长石 feldspar
常温层 constant zone of subsurface temperature
长英质 felsic
超变质作用 ultrametamorphism
超地幔柱 super plume
超基性 ultrabasic
超镁铁质 ultramafic
超密说 superdense hypothesis
潮差 tidal range
潮坪 tidal flat
潮汐 tide
沉积相 sedimentary facies
沉积岩 sediments
承压水 artesian water
澄江动物群 Chengjiang fauna
炽热火山云 nuée ardente
冲积平原 alluvial plain
臭氧层 ozonosphere
吹蚀作用 deflation
磁暴 magnetic storm
次生节理 secondary joint
粗粒 coarse grained
脆性 brittleness
脆性变形 brittle deformation
脆性断裂 brittle fracture

D

大爆炸 big bang
大理岩 marble
大陆热流 continental heat flow
大洋中脊 mid-oceanic ridges
单斜岩层 monocline
倒石堆 talus
倒转层序 reversed succesion
倒转褶皱 overturned fold
等离子体 plasma
等粒结构 homogranular texture
等震线 isoseismal line
底面 subface
底碛平原 ground moraine plain
底碛丘陵 ground moraine mound
地槽 geosyncline
地层 stratum
地壳元素丰度 （克拉克值） clarke
地壳运动 crustal movement
地垒 horst
地理学 geography
地幔对流 mantle convection
地貌 land form
地堑 horst
地球表层学 earth surface science
地球科学 earth science 或 geoscience
地球系统科学 earth system science
地热梯度 geothermal gradient
地台 platform
地下水 ground water
地形侵蚀回春 rejuvenated landform
地形雨 orographical rain

地震 earthquake
地震波 seismic wave
地震烈度图 earthquake intensity map
地震区划图 seismic zoning map
地震效应 earthquake effect
地震序列 seismic sequence
地震预报 earthquake prediction
地震预报三要素 elements of earthquake prediction
地震震级 magnitude of earthquake
地震中期预报 medium-range forecast
地质构造 geologic structure
地质体 geologic body
地质学 geology
碲 tellurium
叠瓦式断层 imbricate fault
顶面 superface
动力变质作用 dynamic metamorphism
短期预报 short-range forecast
短轴褶皱 brachyfold
断层 fault
断层带 fault zone
断层角砾岩 fault breccia
断层面 fault surface
断层泥 fault gouge
断层线 fault trace
断距 separation
断口 fracture
断裂 fracture
断盘 fault wall
盾火山 shield volcano
多普勒效应 Doppler effect

E

厄尔尼诺 El Nino

F

翻卷褶皱 facing down fold
反向期 reversed epoch
放射性元素 radio-element
飞来峰 klippe
非爆炸性喷发 non-explosive eruption
焚风 foehn wind
风暴 wind storm
风城 wind-eroded castle
风化带 weathering zone
风化壳 weathered crust
风化作用 weathering
风积物 aeolian sediment
风棱石 ventifact
风沙流 wind-drift sand
风蚀 wind erosion
风蚀残丘 deflation unaka
风蚀谷 aeolian valley
风蚀盆地 aeolian basin
风蚀洼地 blowouts
缝合带 suture
俯冲 subduction
腐殖质 numus
负荷压力 lithostatic pressure
复变质岩 polymetamorphic rock
复合火山 composite volcano
副变质岩 parametamorphite

G

盖雅假说 Gaia hypothesis

干谷 dry valler
干酪根 kerogen
橄榄石 olivine
戈壁 gobi
根劈作用 splitting of root
公转 revolution
构造 structure
构造窗 fenster
构造地震 tectonic earthquake
构造湖 tectonic lake
构造节理 tectonic joint
构造盆地 structural basin
构造形迹 structural features
构造旋回 tectonic cycle
构造运动 tectonization
古地磁 paleomagnetism
古地磁条带 paleomagnetic belt
古风化壳 palaeocrust of weathering
古构造运动 paleotectonic movement
古生代 Paleozoic Era
古土壤 palaeosol
鼓丘 drumlin
光泽 luster

H

海底扩张 sea floor spreading
海底喷发 submarine eruption
海底热流 submarine heat flow
海沟 trench
海进 transgression
海浪 sea wave
海穹 sea arch
海蚀凹槽 sea cave
海蚀洞（穴） marine cave
海蚀阶地 marine cut bench
海蚀崖 sea cliff
海蚀柱 stack
海蚀作用 wave erosion
海滩 beach
海退 regression
海湾 bay
海啸 tsunami
含水层 aquifar
寒武纪生物爆发 Cambrian explosion
河流回春 rejuvenation of stream
核 core
核反应 nuclear reaction
核酸－蛋白质 nucleic acid protein
赫茨普龙－罗素图（赫罗图） H-R diagram
黑洞 black hole
黑曜岩 obsidian
恒星 star
横向冲击波 lateral blast
横向沙丘 transversal dune
烘烤带 “baked” zone
红宝石 ruby
红土 red soil
洪积扇 proluvial fan
花岗变晶结构 granoblastic texture
花岗岩 granite
滑坡 landslide
化学沉积岩 chemical sedimentary rock
化学风化 chemical weathering
环境保护 environment protection
荒漠区 desert area
黄土高原 loess plateau
黄土梁 loess liang
黄土峁 loess mao

黄土塬 loess yuan
辉长岩 gabbro
辉石 pyroxene
汇聚型板块边界 convergent boundary
彗星 comet
混合岩化作用 migmatization
火成岩 igneous rock
火山 volcano
火山爆发 volcanic explosion
火山弹 bomb
火山岛弧 volcanic arc
火山地震 volcanic earthquake
火山管 diatreme
火山湖 volcanic lake
火山灰 volcanic ash
火山机构 volcanic apparatus
火山口 crater
火山口湖 caldera lake
火山砾 lapilli
火山砾岩 lapillistone
火山穹隆 volcanic dome
火山碎屑 pyroblast 或 tephra
火山碎屑降落 tephra fall
火山碎屑流 pyroclastic flow 或 tephra flow
火山碎屑岩 pyroclastic rock
火山碎屑锥 pyroclastic cone 或 tephra cone
火山通道 volcanic feeder 或 volcanic conduit
火山岩 volcanic rock
火山渣锥 cinder cone 或 scoria cone
火山锥 volcanic cone
火山作用 volcanism
发光云 glowing cloud

J

机械风化 mechanical weathering
基本粒子 fundamental particle
基本烈度 fundamental intensity
基性 basic
基岩 bedrock
基质 matrix 或 ground mass
激浪带 surfzone
极移 polat wandering
极震区 meizosiesmal area
集块岩 agglomerate
纪 period
岬角 cape
尖棱褶皱 chevron fold
剪节理 shear joint
溅落堤 spatter rampart
溅落锥 spatter con
角度不整合 angular unconformity
角峰 horn
角闪岩 amphibolite
角岩 hornfels
阶梯状断层 step fault
接触－热变质作用 contact thermal metamorphism
接触晕 contact aureole
节理 joints
结构 texture
结合水 bound water
解理 cleavage
金字塔形沙丘 pyramidal dune
进浪流 beach drift
晶体 crystal
晶形 crystal form

巨行星 giant planet

K

喀斯特作用 karstfication
孔隙 pore
孔隙水 porosity ratio
苦橄岩 picrite
苦橄质 picritic
块状构造 massive structure
矿床 mineral deposit

L

拉尼娜 La Nina
蓝宝石 sapphire
蓝片岩 blueschist
类地行星 terrestrial planet
冷凝带 chill zone
离散型板块边界 divergent boundary
粒雪 firn snow
连岛沙坝 tie line
两栖类 Amphibia
烈度 intensity
裂隙喷发 fissure eruption
裂隙水 crevice water ; fracture water
鳞片变晶结构 lepidoblastic texture
流痕 current ripple
流纹构造 fluidal structure
流纹岩 rhyolite
流纹质 rhyolitic
流星 meteor
硫 sulfur
露头 outcrop
卤族元素 halogen family elements
陆－陆碰撞 continent continent collision
陆源碎屑物 terrigenous detrital sediment
陆源碎屑岩 terrigenous clastic rock
绿片岩 greenschist
裸子植物 gymnosperm
裸子植物时代 age of gymnosperms

M

盲谷 blind valley
毛细水 capillary water
镁铁质 mafic
糜棱岩 mylonite
密度补偿 density compensation
面理 foliation
冥古宙 Hadean
摩化硬度计 Mohs hardness scale
磨蚀作用 abrasion
蘑菇石 mushroom rock

N

内部自动平衡 homeostasis
挠曲 flexure
挠性 flexibility
泥石流 debris flow
泥滩 mud bank
逆断层 reverse fault
逆掩断层 overthrust
黏度 viscosity
凝灰岩 tuff
牛轭湖 oxbow lake

O

欧拉极 Evler pole

P

爬行动物时代 reptilian age
爬行类 Reptilia
拍岸浪 breaker
刨蚀作用 glacial ploughing
喷出口 vent
喷出岩 extrusive rock
喷发柱 eruption column
盆岭构造 basin-range structure
片理 schistosity
片麻理 gneissosity
片麻岩 gneiss
片麻状构造 gneissose structure
片岩 schist
片状构造 schistose structure
平卧褶皱 recumbend fold
平行不整合或假整合 disconformity
平移断层 strike slip fault
破火山口 caldera
破浪 breaker

Q

气孔构造 vesicular structure
气体 gas
千枚岩 phyllite
千枚状构造 phyllitic structure
前震 fore shock
潜蚀作用 suffosion
潜水 phreatic water; underground water
浅成侵入体 shallow intrusion
浅海 shallow sea
浅源地震 shallow-focus earthquake
亲气元素 atmophile element
亲生物元素 biophile element
侵入接触 intrusive contact
侵入体 intrusive body 或 intrusion
侵入岩 intrusive rock
侵入作用 intrusion
倾角 dip angle
倾向 dip
倾斜层理 bedding
倾斜构造 dipping structure
穹隆 dome
球形风化 spheroidal weathering
区域变质作用 regional metamorphism

R

热点 hot spot
人口爆炸 population explosion
刃脊 knife edge crest
溶洞 karst cave
溶斗 corroded funnel
溶解 solution
溶蚀 erosion
溶蚀盆地 dissolution basin
溶蚀洼地 （溶洼） solution depression
熔融 melting
熔岩 lava
熔岩泛流 lava flood
熔岩高原 lava plateau
熔岩管道 lava tube
熔岩喷泉 lava fountain
熔岩穹隆 lava dome
熔岩席 （熔岩被） lava sheet

S

沙尘暴 sandstorm
沙堆 sand mound
沙咀 sand spit
沙漠 sandy desert
沙漠区 desert area
山岳冰川 mountian glacier
珊瑚礁 coral reef
闪长岩 diorite
闪石 amphibole
扇形褶皱 fan fold
上盘 hanging wall
上升盘 upthrown side
蛇丘 esker
蛇纹岩 serpentinite
深成侵入体 pluton
深度补偿 depth compensation
深海 deep sea
深切河曲 incised meanders
深源地震 deep-foucs earthquake
渗流 seepage flow
升降运动 vertical movement
生物化学沉积岩 biochemical sedimentary rock
生物化学风化作用 biochemical weathering
生物软泥 bioslime
绳状熔岩 pahoehoe lava
湿地 wet land;swampy land
石笋 stalagmite
石英 quartz
石英岩 quartzite
石钟乳 stalactite
石柱 stalacto-stalagmite

枢纽 hinge of fold
水解 hydrolysis
水平构造 horizontal structure
水平运动 horizontal movement
水土流失 Soil Erosion
塑性变形 plastic deformation
酸性 acidic 或 silicic
碎裂岩 cataclasite

T

太古宙 Archean Eon
太阳系 sun system
碳酸化 corbonation
弹性 elasticity
弹性行为 elastic behavior
天体 celestial body
天文单位 (AU) astronomical unit
条痕 streak
铁帽 gossan
同位素地质年代学 isotopic geochronology
透水层 permeable bed
透水性 water permeability
土地沙漠化 land Desertization
土壤 soil
推覆构造 nappe structure
推覆体 nappe
推移 traction
退流 abstraction

W

挖掘作用 glacial sapping
外来岩席 allochthone
威尔逊旋回 Wilson cycle
微量元素 trace elements

围岩 country rock
伟晶 pegmatitic
伟晶岩 pegmatite
卫星 satellite
温差风化 thermal weathering
物理风化 physical weathering

X

硒 selenium
膝折 kink
细粒 fine grained
舢湖 lagoon
下降盘 downthrown side
下盘 footwall
纤状变晶结构 nematoblastic texture
显生宙 Phanerozoic Eon
现代构造运动 modern tectonic movement
现实主义原则和方法 actualism
线状褶皱 linear fold
陷落地震 collapse earthquake
箱状褶皱 bod fold
向斜 syncline
消减带 subduction zone
小行星 asteroid
斜歪褶皱 inclined fold
新陈代谢 Metabolism
新构造运动 neotectonic movement
新生代 Cenozoic Era
新月形沙丘 barchan
新月形沙丘链 barchan chain
星云说 nebular hypothesis
星状沙丘 star dune
行星际物质 interplanetary matter
玄武岩 basalt
玄武质 basaltic
悬谷 hanging walley
悬运 suspension
旋转极 pole of rotation
旋转轴 rotation axis
雪线 snow line

Y

延展性 ductility
岩鞍 phacolith
岩层 layer
岩层的产状 attitude of stratum
岩层厚度 thickness of stratum
岩盖 laccolith
岩基 batholith
岩浆 magma
岩浆房 magma chamber
岩浆岩 magmatic rock
岩浆作用 magmatism
岩脉或脉 vein
岩漠 rockydesert
岩盆 lopolith
岩墙 dyke
岩溶湖 karst lake
岩溶水 karst water
岩石的产状 occurrence of rocks
岩石圈板块运动 plate movement
岩石圈运动 lithosphere movement
岩体 lithsome
岩株 stock
沿岸流 alongshore
颜色 color
演化 evolution
堰塞湖 barrier lake
羊膜卵 amnioto egg

洋流 ocean current
洋中脊 mid-ocean ridge
氧化 oxidation
摇摆石 roggan
耀斑 flare spot
夷平面 plane surface
翼 limb
银河年 galactic year
银河系 Galaxy
硬度 hardness
诱发地震 induced earthquake
余震 after shock
元古宙 Proterozoic Eon
原地岩系 autochthone
原恒星 protostar
原生节理 primary joint
原始地壳 original crust of the earth
原始水圈 protohydrosphere
原始汤 primeval soup
原岩 protolith
圆弧褶皱 arcual fold
月海 mare
月陆 lurain
月壤 lunar soil
月牙湖 crescent lake
月岩 lunar rock
跃移 saltation transport
云母 mica
陨击坑 impact crater
陨石 meteorite
陨石撞击 meteorite impact

Z

造山变质作用 orogenic metamorphism
造岩矿物 rock-forming mineral
渣块熔岩 aa lava
增温层 increasing zone of subsurface temperature
张节理 tension joint
找矿标志 clue for prespecting
褶皱 fold
褶皱作用 flolding
真核生物 eucaryote
枕状构造 pillow structure
枕状熔岩 pillow lava
震源 seismic focus
震源深度 focal depth
震中 epicenter
震中烈度 epicentral intensity
整合 conformity
整合侵入体 concordant intrusion
正变质岩 orthometamorphite
正常层序 normal succesion
正断层 normal fault
正向期 normal epoch
元素丰度 element’s abundance
直立褶皱 upright fold
滞水 perch ground water
中生代 Mesozoic Era
中心喷发 central eruption
中性 intermediate
中源地震 intermediate focus earthquake
中子星 neutron star
终碛堤 end moraine bar
重力水 gravity water
轴面 axial plane
主量元素 bulk elements
主震 mainshock

柱状节理 columnar jointing
砖红土 lateral
转换断层型边界 transform boundary
转折端 hinge zone of fold
准平原 peneplain
浊流 turbidity current
资源短缺 resource shortage
自然灾害 natural disaster，hazard
自转 autogiration
总鳍鱼类 Crossopterygii
总星系 metagalaxy
纵向沙丘 longitudinal dune
走向 strike
祖母绿 emerald
钻石 diamond

# 参考文献


1 毕思文，许强编. 地球系统科学. 北京：科学出版社，2002
2 陈北岳. 地球科学概论. 武汉：中国地质大学（教材），1997
3 陈传康，黎勇奇编. 地球科学. 北京：高等教育出版社，1997
4 陈静生，汪晋三主编. 地学基础. 北京：高等教育出版社，2001
5 陈荣书. 石油及天然气地质学. 武汉：中国地质大学出版社，1994
6 池际尚主编. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究. 武汉：中国地质大学出版社，1988
7 邓晋福等. 中国大陆根－柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京：地质出版社，1996
8 地质辞典办公室. 地质辞典（一）. 北京：地质出版社，1983
9 冯士筰等. 海洋科学导论. 北京：高等教育出版社，1999
10 傅承义. 地球十讲. 北京：科学出版社，1976
11 郭令智，夏邦栋编. 普通地质学. 北京：地质出版社，1988
12 国家科委全国重大自然灾害综合研究组. 中国重大自然灾害及减灾对策. 北京：科学出版社，1993
13 韩吟文，马振东. 地球化学. 北京：中国地质大学出版社，1993
14 何高义等. 西太平洋富钴结壳资源. 北京：地质出版社，2001
15 贺同兴，卢良兆，李树勋，兰玉琦. 变质岩岩石学. 北京：地质出版社，1980
16 黄秉维等. 现代自然地理. 北京：科学出版社，1999
17 黄定华，吴金平，段怡春等. 从内核偏移到板块运动. 科学通报. 2001，8：646～651
18 贾兰坡. 中国猿人（北京人）. 上海：龙门联合书局，1950
19 金祖孟，陈自悟. 地球概论. 第三版. 北京：高等教育出版社，1997
20 李江风. 沙漠气候. 北京：气象出版社，2002
21 李尚宽. 素描地质学. 北京：地质出版社，1982
22 李叔达主编. 动力地质学原理. 北京：地质出版社，1983
23 李亚美，陈国勋等编. 地质学基础. 北京：地质出版社，1994
24 李智毅，唐辉明主编. 岩土工程勘察. 武汉：中国地质大学出版社，2000
25 李智毅，王智济，杨裕主编. 工程地质学基础. 武汉：中国地质大学出版

社，1990
26 刘本培，蔡运龙．地球科学导论．北京：高等教育出版社，2000
27 刘本培，金秋琦．地史学教程．北京：地质出版社，1996
28 刘波．天地人巨系统观．合肥：安徽教育出版社，1993
29 刘起霞，李清波，邹剑峰．环境工程地质．郑州：黄河水利出版社，2001
30 刘若新，魏海泉，李继泰等．长白山天池火山近代喷发．北京：科学出版社，1998
31 路凤香，桑隆康主编．岩石学．北京：地质出版社，2002
32 吕炳全等．海洋环境与地质．上海：同济大学出版社，1997
33 穆克敏，林景阡，邹祖荣等．华北地台区花岗质岩石的成因．长春：吉林科学技术出版社，1989
34 南京地理与湖泊研究所．中国湖泊概况．北京：科学出版社，1989
35 区永和，陈爱光，王恒纯等编．水文地质学概论．武汉：中国地质大学出版社，1988
36 秦大河，任贾义．南极冰川学．北京：科学出版社，2001
37 邱家骧，陶奎元，马昌前．火山岩．北京：地质出版社，1996
38 邱家骧等．五大连池－科洛－二克山富钾火山岩．武汉：中国地质大学出版社，1991
39 邱家骧主编．岩浆岩岩石学．北京：地质出版社，1985
40 桑隆康，邬金华，杨坤光等．岩石学课程野外实践教学指导书．武汉：中国地质大学教材，2001
41 沈继芳，李焰云，徐瑞春等．清江流域岩溶研究．北京：地质出版社，1996
42 施雅风等．中国东部第四纪冰川与环境问题．北京：科学出版社，1989
43 宋春青，张振春．地质学基础．第三版．北京：高等教育出版社，1996
44 孙成权．地球表层学．见刘全根，孙成权主编．地球科学新概念集成．北京：地震出版社，1995：12～14
45 涂光炽等．地球化学．上海：上海科学技术出版社，1984
46 王大纯，张人权，史毅虹等．水文地质学基础．北京：地质出版社，1995
47 王国忠．南海珊瑚礁区沉积学．北京：海洋出版社，2001
48 王洪道等．中国湖泊资源．北京：科学出版社，1989
49 王鸿祯，刘本培．地史学教程．北京：地质出版社，1980
50 王家生．北戴河地质认识实习指导书．武汉：中国地质大学出版社，2004
51 王濮，潘兆撸，翁玲宝．系统矿物学．北京：地质出版社，1984
52 王维．人、自然、可持续发展．北京：首都师范大学出版社，1999

53　王先彬，妥进才．未来能源的选择．地球科学进展，1998，13（5）：422～430
54　吴泰然，何国琦等编．普通地质学．北京：北京大学出版社，2003
55　吴正等．风沙地貌与治沙工程学．北京：科学出版社，2003
56　武汉地质学院岩石教研室．沉积岩石学讲义．武汉：武汉地质学院内部教材，1976
57　夏邦栋主编．普通地质学．北京：地质出版社，1995
58　项仁杰，史崇周，冯昭贤．地壳和上地幔研究．北京：地震出版社，1991
59　肖庆辉主编．地球科学进展．武汉：中国地质大学出版社，1994
60　徐成彦，赵不亿主编．普通地质学．北京：地质出版社，1988
61　许至平编．普通地质学．北京：煤炭工业出版社，1990
62　杨伦，刘少峰，王家生编．普通地质学简明教程．武汉：中国地质大学出版社，1998
63　叶俊林，黄定华，张俊霞编．地质学概论．北京：地质出版社，1996
64　叶淑华．人类对地球的新认识．科学，1999，51（1）：25～29
65　殷鸿福，徐道一，吴瑞堂．地质演化突变现．武汉：中国地质大学出版社，1988，81～83
66　游振东，韩郁菁，杨巍然等．东秦岭大别高压超高压变质带．武汉：中国地质大学出版社，1988
67　游振东，王方正主编．变质岩岩石学教程．武汉：中国地质大学出版社，1991
68　袁道先、蔡桂鸿等．岩溶环境学．重庆：重庆出版社，1988
69　张厚福．石油与天然气地质学．北京：北京石油大学出版社，1999
70　张彭熹等．中国盐湖自然资源及其开发利用．北京：科学出版社，1999
71　赵仑山，张本仁．地球化学．北京：地质出版社，1988
72　中国地球科学发展战略研究组．中国地球科学发展战略的若干问题——从地学大国走向地学强国．地球科学进展，1999，14（2）：105～109
73　中科院兰州冻土研究所．中国冰川概论．北京：科学出版社，1988
74　中科院青藏高原综合科学考察队．喀喇昆仑山——昆仑山地区冰川与环境．北京：科学出版社，1998
75　中华人民共和国地质博物馆．中国五大连池火山．上海：上海科技出版社，1979
76　中华人民共和国地质矿产部，国家科学技术委员会，国家计划委员会，中国地质灾害与防治．北京：地质出版社，1991
77　中国社会科学院环境与发展研究中心．中国环境与发展评论．第一卷．北京：社会科学文献出版社，2001

78 周爱国，蔡鹤生．地质环境质量评价理论与应用．武汉：中国地质大学出版社，1998
79 周国平．宝石学．武汉：中国地质大学出版社，1989
80 朱而勤．近代海洋地质学．青岛：青岛海洋大学出版社，1991
81 朱志澄，宋鸿林主编．构造地质学．武汉：中国地质大学出版社，1990
82 弗兰克．普内斯等（美）．地球（中译本）．重庆：重庆出版社，1990
83 理查德．利基著．吴汝康．人类的起源．吴新智，林圣龙译．上海：上海科学技术出版社，1995年版
84 美国国家航空和宇航管理局地球系统科学委员会．地球系统科学．陈泮勤，马振华，王庚辰译．北京：地震出版社，1992
85 上田诚也（日）．新地球观（中译本）．北京：科学出版社，1970
86 约翰 皮尔·卢米涅 [法]．黑洞．卢炬甫译．长沙：湖南科学技术出版社，1998
87 约翰·D. 巴罗著．卞毓麟译．宇宙的起源．上海：上海科学技术出版社，1995
88 A. N. 斯特拉莱．自然地质学．丘元禧等译．北京：地质出版社，1987
89 A. N. 斯特拉勒等．环境科学导论．北京大学地理系等译．北京：科学出版社，1983
90 A. Ф. 雅库绍娃，B. E. 哈茵，B. Ч. 斯拉温．普通地质学．何国琦等译．北京：北京大学出版社，1995
91 A. Ф. 雅库绍娃等．普通地质学．何国琦等译．北京：北京大学出版社，1988
92 D. L. 安德森（美）．地球的理论．北京：地震出版社，1993
93 F. 普雷斯等．地球．高名修等译．北京：科学出版社，1986
94 Stacey F D. 中同科技大学地球物理教研室译．地球物理学．北京：地震出版社，1981
95 F. J. 李金斯等（美）．地球的演化（中译本）．北京：地震出版社，1982
96 H. E. 赖内克，I. B. 辛格．陆源碎屑沉积环境．北京：石油工业出版社，1979
97 H. G. 里丁．沉积环境和相．北京：科学出版社，1985
98 P·克劳德著（美）．天地人——宇宙的简史（中译本）．北京：地质出版社，1986
99 W. K. 汉布林．地球动力系统．殷维翰等译．北京：地质出版社，1980
100 Strahler A N. Physical Geology. Harper & Row Press, 1981
101 Bell F G, Geological Hazards: their assessment, avoidance and mitigation, E &

EN spon, London, 1999.
102 Blatt H, Trecy R J. Petrology (second Edition). W H Freeman and Company, New York, 1996
103 Skinner B J, Porter S C. The Dynamic Earth. Second Edition Library of Congress Cataloging in Publication Data, Von Hoffmann Press, Inc, 1992
104 Plummer C C, McGeary D, Carlson D H. Phisical Geology. Quebecor Printing Book Groop/Dubuque, IA, 1999
105 Compton. R R. Manual of Field Geology. New York: John Wily & songs, Inc., 1962
106 Keller E A. Environmental Geology. London: Merrill publishing company, 2000
107 Hibbard. M J. Petrography to Petrogenesis. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1995
108 Jin Z M *et al*.. Topology in partially molten mantle peridotite during ductileformation. Nature, 1994, 372
109 Mao J W, Goldfarb. R J, Seltmann R *et al*. Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan
110 Mason R. Petrology of Metamorphic Rocks. London: Geoge Allen & Univin ltd., 1978
111 Mason R. Metamorphic Petrology. China University of Gosciences, 2000
112 Mehnert K R, Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. New York: Elsevier Publishing Company, 1968
113 Murray J W. A Guide to Classification in Geology. New York: John Wiley & Sons, 1981
114 Plummer C C. McGeary D, Carlson D. Physical Geology—Updated 8th Ed.. New York: McGraw-Hill, 2001
115 Press F, Siever R. Earth (4th Ed.). New York: W. H. Freeman and Company, 1986
116 Raymond L A. Petrology. The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks. Wm. C. Brown Communication Inc, 1995
117 Skinner B J, Porter S C. The Dynamic Earth (2nd Ed.), New York: John Wiley & Sons, Inc, 1992
118 Song X D, Richards P G. Seismological evidence for differential rotation of the earth's inner core. Nature, 1996, 382
119 Stein M, Hofmann A W. Mantle plumes and episodic crustal growth. Nature, 1994, 372

120 Su W J, Dgiewonski A M. Inner core anisotropy in three dimensions. J Geophys Res, 1995, 100：9831～9852
121 Немкова, Г. И. , 1989, Краткий геологиче ский словарь, Москва：“Недра”